MATERIAL DIDÁCTICO
AGRICULTURA Y ALIMENTACIÓN
12

FUNDAMENTOS DE CLIMATOLOGÍA

Marisol Andrades Rodríguez
Carmen Múñez León







FUNDAMENTOS DE CLIMATOLOGÍA

MATERIAL DIDÁCTICO

Agricultura y Alimentación

12

Marisol Andrades Rodríguez

Carmen Múñez León

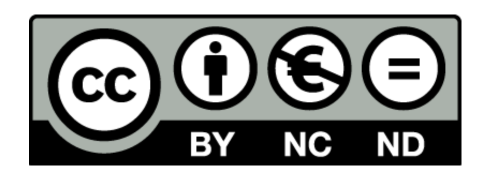
FUNDAMENTOS DE CLIMATOLOGÍA

UNIVERSIDAD DE LA RIOJA

Servicio de Publicaciones

2012

Andrades Rodríguez, Marisol
Fundamentos de climatología / Marisol Andrades Rodríguez, Carmen Múñez León. - Logroño : Universidad de La Rioja, Servicio de Publicaciones, 2012.
64 p. - (Material Didáctico. Agricultura y Alimentación ; 12)
ISBN 978-84-695-2799-3
1. Climatología. I. Título. II. Universidad de La Rioja. Servicio de Publicaciones. III. Serie
551.58



publicaciones.unirioja.es

E-mail: publicaciones@unirioja.es

ISBN 978-84-695-2799-3

Edita: Universidad de La Rioja, Servicio de Publicaciones

INDICE

TEMA 1. TIEMPO Y CLIMA 7
1.1. Tiempo y clima. Meteorología y Climatología 7
1.2. El I.N.M 7
1.2.1. Estaciones Pluviométricas 8
1.2.2. Estaciones Termopluviométricas 8
1.2.3. Estaciones Completas 8

TEMA 2. LA RADIACIÓN SOLAR 11
2.1. Introducción 11
2.2. La radiación solar 11
2.3. Espectros de emisión de la radiación solar 12
2.4. La atmósfera: estructura, composición y efecto sobre la radiación solar 13
2.4.1. Estructura y composición 13
2.5. Influencia de la atmósfera sobre la radiación. Balance de la radiación 14
2.6. Efecto invernadero 16
2.7. Influencia de la latitud 16
2.8. Influencia de la continentalidad 17
2.9. Aparatos de medida. Unidades 17

TEMA 3. LA TEMPERATURA 19
3.1. Definición de la temperatura. Formas de la transmisión del calor. Transmisión en el suelo, en el agua y en el aire 19
3.2. Naturaleza cíclica de los cambios de temperatura y uniformidad térmica global. 19
3.2.1. Variación diaria de la temperatura 19
3.2.2. Variación anual de la temperatura 20
3.2.3. Uniformidad térmica global 21
3.3. Variación de la temperatura con la altura 21
3.4. Inversión térmica 21
3.5. Distribución geográfica de la temperatura 23
3.6. Aparatos de medida. Unidades 24

TEMA 4. LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA 25
4.1. Definición de presión 25
4.2. Isobaras y campos de isobaras 25
4.3. Variación de la presión con la altura 27
4.4. Distribución geográfica de la presión 27
4.5. Aparatos de medida. Unidades 30

TEMA 5. EL VIENTO 31
5.1. Definición y origen del viento 31
5.2. Fuerzas que intervienen en la dirección del viento 33
5.3. Clasificación de los vientos 35
5.4. Brisa del mar y de la tierra 35
5.5. Brisa de la montaña y del valle 36
5.6. Vientos regionales 37
5.7. Vientos a escala planetaria 38
5.8. Aparatos de medida. Unidades 40
5.9. Circulación general atmosférica 40

TEMA 6. LA HUMEDAD ATMOSFÉRICA 43
6.1. Definición y origen. Índices de humedad 43
6.2. El rocío, la escarcha y la niebla 43
6.3. Efecto Föehn 44
6.4. Aparatos de medida y unidades 46

TEMA 7. HUMEDAD Y PRECIPITACIÓN 47
7.1. Formación de las nubes 47
7.2. Tipos de nubes 47
7.3. Proceso de formación de una precipitación. Tipos de precipitaciones 49
7.4. Factores que influyen en la frecuencia e intensidad de las precipitaciones 50
7.5. Las tormentas 51
7.6. La lluvia ácida 52
7.8. Aparatos de medida. Unidades 53

TEMA 8. MASAS DE AIRE Y FRENTES 55
8.1. Definición, origen y evolución de las masas de aire 55
8.2. Clasificación de las masas de aire 55
8.3. Definición de frente. Principales zonas frontales 55
8.4. Frente polar y corriente en chorro 57
8.5. Desarrollo y evolución de una borrasca ondulatoria 57
8.6. Tiempo producido por las borrascas 58
8.7. Tiempo producido por los anticlones 59
8.8. Gota de aire frío 59
8.9. La predicción del tiempo 60

BIBLIOGRAFÍA 61

TEMA 1
TIEMPO Y CLIMA

1.1. Tiempo y Clima. Meteorología y Climatología

La **meteorología** es la ciencia que estudia los fenómenos que tienen lugar en la atmósfera terrestre.

La **climatología** es la ciencia que estudia la serie de estados atmosféricos que se suceden habitualmente en un determinado lugar. Está basada en el estudio de los datos meteorológicos.

El **tiempo atmosférico** se define como el estado en que se encuentra la atmósfera en un determinado lugar y momento. Así se dice, por ejemplo, hace un tiempo frío o cálido, seco o húmedo, lluvioso o no, con viento o sin él.

El **clima** de un lugar es el tiempo que hace normalmente en ese lugar a lo largo de los meses y los años. La Organización Meteorológica Mundial (O.M.M.) en la Conferencia de Varsovia (1935) definió como clima las condiciones metereológicas medias para el mes y el año, calculadas sobre un período de 30 años. Cuando decimos, por ejemplo, que el clima de una región tiene los inviernos fríos y secos nos referimos a lo que ocurre normalmente en esa región durante el invierno, pero esto no implica que en algún día del invierno no haga una temperatura agradable o que la atmósfera no tenga un alto grado de humedad.

El tiempo meteorológico no tiene generalmente efectos sobre el suelo o el relieve, de no tratarse de eventos extraordinarios, mientras que el clima es un factor determinante tanto del modelado del paisaje como de la formación del suelo y del desarrollo de la vegetación.

El tiempo y el clima son el resultado de la actuación de:

- La radiación solar
- La atmósfera
- La forma y movimientos de la tierra
- Las características de la superficie terrestre

El estudio del clima es muy importante para poder conocer y analizar su influencia sobre la producción vegetal. La capacidad productiva de un cultivo, aun dependiendo básicamente de su constitución genética (vigor y productividad) y de su estado sanitario, está totalmente condicionada a sus posibilidades de adaptación a unas condiciones ecológicas determinadas, de tal manera que todos y cada uno de los elementos del clima pueden favorecer o limitar el cultivo, haciéndolo rentable, condicionándolo o convirtiéndolo en utópico.

1.2. El I.N.M.

El estudio del clima se hace a partir de los datos suministrados por el Instituto Nacional de Meteorología.

El **I.N.M.** es el organismo del que dependen a nivel nacional la red primaria de Estaciones Meteorológicas completas y la red secundaria de Observatorios termopluviométricos. Estudia los datos recogidos, para abastecer a dos tipos de demandas: la ayuda a sectores productivos (agricultura, aviación, obras públicas, etc.) y la ayuda a actividades de investigación.

Las Estaciones Meteorológicas según el número de variables a determinar se clasifican en:

1.2.1. Estaciones Pluviométricas

Disponen exclusivamente de pluviómetro. Este debe colocarse en una zona despejada.

Dada la gran irregularidad de la distribución de las precipitaciones, el conocimiento del régimen pluviométrico de una región va ligado a la existencia de una red de Estaciones lo más densa posible.

1.2.2. Estaciones Termopluviométricas

Además del pluviómetro, disponen de termómetros de máximas y mínimas que permiten determinar las temperaturas extremas, la media y las oscilaciones entre las máximas y las mínimas.

Los termómetros han de estar situados en el interior de una garita convenientemente ventilada, con los listones y el techo de forma que impidan la penetración de los rayos solares. Ha de ir pintada de blanco y sobre suelo de césped.

Estas Estaciones constituyen la base fundamental para el conocimiento del clima de una región.

1.2.3. Estaciones Completas

Esta Estación debe instalarse sobre un terreno horizontal y libre de obstáculos donde se acotará una parcela de aproximadamente 10 x 6 m, cubierta de césped.

Además de la instrumentación antes citada, disponen de psicrómetro, barógrafo, termo-hidrógrafo, pluviógrafo, anemómetro, anemocinemógrafo, barómetro, heliógrafo, evaporímetro y veleta.

Las Estaciones Agrometeorológicas deben tener además un termómetro para la medida de la temperatura mínima junto al suelo (a 10 cm del mismo) porque a este nivel las mínimas son más bajas que al nivel de la garita (1,50 m). Este dato es de gran interés si se tiene en cuenta la altura de muchos cultivos.

A su vez deben disponer de termómetros debidamente diseñados para la medida de la temperatura del subsuelo. Las profundidades seleccionadas suelen ser las de 20, 50 y 150 cm. Otros instrumentos útiles en este tipo de estaciones son el termopluvio-humectógrafo y los lisímetros destinados a la determinación directa de la evapotranspiración.

Las Estaciones Agrometeorológicas descritas y normalizadas por la FAO deben reunir las características comentadas y deben estar colocadas en condiciones representativas de los cultivos de la zona.

Un avance sobre las Estaciones clásicas, que obligan a una presencia continuada del agrometeorólogo, son las Estaciones Automáticas de toma de datos. Tienen distintos sensores que generan lecturas digitales y que están conectados a una unidad central de adquisición de datos (data logger) que registra y almacena los datos climáticos con una frecuencia previamente programada (1 min, 15 min, 1h, etc.). Los datos así almacenados deben ser volcados a unidades exteriores (un ordenador portátil), a tiempos variables según la capacidad de memoria del data logger y de la frecuencia de registro de datos programada.

Relación de aparatos de medida que debe poseer una Estación completa

Termómetros.- Aparatos que miden la temperatura. El termómetro de máximas es de mercurio y tiene un estrechamiento cerca del depósito; cuando la temperatura sube, el mercurio se dilata y vence la resistencia que opone el estrechamiento; cuando la temperatura baja se contrae y la columna se rompe en el estrechamiento, quedando el extremo de dicha columna de mercurio marcando la temperatura máxima alcanzada.

El termómetro de mínimas lleva alcohol y va provisto de un índice de hierro recubierto de esmalte que permanece sumergido en el alcohol; cuando éste desciende, el borde del líquido arrastra consigo al índice, pero cuando se dilata no lo mueve. La temperatura mínima quedará indicada por el extremo del índice opuesto al depósito.

Estos termómetros se colocan horizontales.

Las temperaturas del aire se toman siempre a la sombra. La lectura de temperaturas máxima y mínima se hace por la mañana, hacia las ocho horas (hora solar): la máxima corresponde al día anterior y la mínima al día actual.

La temperatura media es la media entre la máxima y la mínima de cada día.

Termógrafo.- Aparato que proporciona un registro continuo de la temperatura del aire.

Higrógrafo.- Aparato que proporciona un registro continuo de la humedad relativa del aire.

Termohigrógrafo.- Aparato que proporciona un registro continuo de la temperatura y la humedad relativa del aire.

En estos registradores una plumilla va marcando las variaciones de las variables sobre una lámina de papel milimetrado acoplada a un tambor accionado por un mecanismo de relojería. Cada cierto tiempo se cambia la banda.

En el termógrafo la medida de la temperatura se basa en las contracciones o dilataciones de una lámina bimetálica que se transmiten a un juego de palancas conectado con la plumilla. En el higrógrafo el sensor está formado por un haz de cabellos que se dilata o contrae a tenor de las variaciones de la humedad ambiental.

Psicrómetro.- Aparato que mide la humedad relativa del aire. Se denomina psicrómetro al conjunto de dos termómetros denominados seco y húmedo, por estar el depósito de este último envuelto en una gasa humedecida permanentemente al estar introducida en un pequeño recipiente con agua destilada o de lluvia. Al ser la evaporación un fenómeno que absorbe calor, la temperatura del termómetro húmedo descenderá tanto más cuanto mayor sea la evaporación. Mediante una tabla se calcula la humedad relativa en función de las lecturas de ambos termómetros.

Pluviómetro.- Aparato que mide la precipitación caída en el suelo en forma de lluvia, nieve o granizo.

Es un recipiente de forma cilíndrica y abierto en la parte superior. El agua que cae en este recipiente es conducida mediante un embudo a otro recipiente donde se acumula. Para medir se vierte el agua acumulada durante 24 horas en una probeta graduada con el fin de que la lectura de la probeta nos de directamente la medida de la altura del agua caída.

Pluviógrafo.- Aparato que proporciona un registro continuo de las precipitaciones ocurridas.

Tiene como elemento fundamental un flotador cuya altura es función de la precipitación recogida. Una plumilla en el extremo de una varilla solidaria con el flotador indica en una banda colocada sobre un tambor accionado con mecanismo de relojería, la hora del comienzo y del fin del fenómeno, así como el grado de intensidad de la precipitación.

Otros pluviógrafos se basan en un balancín inserto en un pivote. Cada movimiento de éste se transmitirá eléctricamente al aparato registrador.

Barómetro.- Aparato utilizado para medir la presión atmosférica. El barómetro de mercurio es poco manejable. Habitualmente se utiliza el barómetro metálico, que está formado por recintos de paredes metálicas en cuyo interior se ha hecho el vacío; las contracciones y dilataciones que sufre se transmiten mediante un sistema de palancas a una aguja indicadora, en cuyo extremo hay una plumilla entintada que marca sobre una banda adosada a un tambor accionado por un mecanismo de relojería.

Barógrafo.- Aparato que proporciona un registro continuo de la presión atmosférica.

Anemómetro.- Aparato empleado para medir la velocidad del viento. El más usual consiste en cuatro cucharas en forma de semiesferas huecas que van colocadas en los extremos de dos varillas en cruz situadas en un plano horizontal. Todas las cucharas presentan la concavidad en el mismo sentido con la finalidad de que giren siempre en el mismo sentido, independientemente de la dirección del viento. El conjunto de varillas y cucharas va montado sobre un eje giratorio que comunica su movimiento a un contador de vueltas, cuyo índice nos da la velocidad del viento.

Veleta.- Aparato utilizado para conocer la velocidad del viento. Está formada por una chapa metálica en posición vertical, la cual puede girar alrededor de un eje colocado también en posición vertical. Al lado opuesto de estas chapas, en relación al eje giratorio, se coloca una flecha que indica la dirección de donde viene el viento.

Anemocinemógrafo.- La veleta y el anemómetro con sus correspondientes aparatos registradores constituyen el anemocinemógrafo. Permite obtener la velocidad media, racha máxima y dirección, dirección dominante, etc.

Heliógrafo.- Aparato que determina el número de horas de sol. El modelo más utilizado es el de Campbell-Stoke: una esfera de vidrio orientada al sur y con una inclinación adecuada en función de la latitud del lugar; esta esfera concentra los rayos solares a modo de lentes convergentes sobre una cartulina sensible en la que están marcadas las distintas horas del día. En los intervalos de tiempo que luce el sol, la cartulina se quema quedando el surco correspondiente al tiempo de insolación efectiva.

Evaporímetro.- Aparato que determina la evaporación del agua.

Está formado por un tubo de vidrio cerrado por la parte superior y abierto por la parte inferior; se llena de agua el tubo y se cierra el extremo abierto mediante un disco de papel secante que se sujeta con un alambre elástico. El agua del tubo empapa el papel secante y después se evaporará por toda la superficie libre del papel. El tubo está graduado de manera que se obtenga directamente la evaporación del agua en mm.

TEMA 2
LA RADIACIÓN SOLAR

2.1. Introducción

El sol es una estrella en la que todos sus componentes están en fase gaseosa, con una temperatura en su superficie de aproximadamente 6000ºK. La fuente de su energía está en su interior, donde los átomos de hidrógeno se fusionan formando átomos de helio y generando una enorme cantidad de energía en forma de calor. Sólo una millonésima parte de la energía solar llega a la tierra en forma de radiación electromagnética, originando los distintos fenómenos meteorológicos y manteniendo las distintas formas de vida en la tierra. Otras fuentes de energía son los núcleos radiactivos y los núcleos volcánicos, pero se suponen despreciables en relación a la energía del sol.

2.2. La radiación solar

Todo cuerpo en función de su temperatura emite energía radiante en forma de radiación electromagnética. Esta energía se transporta en forma de ondas electromagnéticas de una amplia gama de longitudes de onda, las cuales se desplazan en el vacío a una velocidad de 300.000 Km/s, tardando sólo 8 minutos en recorrer aproximadamente 150 millones de Km que son los que separan el sol de la tierra. Cada segundo irradia una energía de $4x10^{26}$ J.

Al conjunto ordenado de todas las longitudes de onda que componen una radiación electromagnética se le denomina **espectro de radiación**.

La intensidad total de una radiación es la suma de las intensidades de las distintas longitudes de onda que componen el espectro. La longitud de onda que aporta mayor intensidad al total de la radiación se llama longitud de onda máxima. La intensidad de una radiación se define como la cantidad de energía que atraviesa una superficie unidad de 1 m^2 perpendicular a su trayectoria, en la unidad de tiempo.

Este espectro y la intensidad de radiación asociada a él, se puede representar gráficamente en un sistema de coordenadas, estando en abcisas las distintas longitudes de onda y en ordenadas la intensidad de cada longitud de onda del espectro.

Para cada temperatura existen unas longitudes de ondas e intensidades de acuerdo con las siguientes leyes:

- **Ley de Wien**: Para cada temperatura hay una longitud de onda en la cual un cuerpo puede emitir una cantidad máxima de energía, siendo siempre la longitud de onda inversamente proporcional a la temperatura del cuerpo emisor.

$$\lambda_m = \frac{2,898\ x\ 10^{-3}}{T}$$

siendo:

λ_m = longitud de onda que aporta más intensidad relativa al total de la radiación.

T = temperatura absoluta del cuerpo emisor, en ºK.

- Ley de Kirchoff: Para una longitud de onda determinada, son iguales la emitancia y la absorbancia de un material.

La emisión y absorción de la radiación están regidas por el mismo proceso: el cambio de estatus de energía de los átomos o moléculas de los cuerpos emisores o absorbentes.

- Ley de Stephan-Boltzmann.

El poder emisivo de un cuerpo es proporcional a la cuarta potencia de su temperatura.

$$E = a \times \sigma \times T^4$$

donde:

E = poder emisivo o emisor, que es la energía total emitida por unidad de superficie y de tiempo, w/m^2.

σ = cte de Stephan-Boltzmann: $5{,}67 \times 10^{-8}$ $W\ m^{-2}\ K^{-4}$.

a = poder absorbente de un cuerpo: cociente entre la energía absorbida y la energía incidente:

$0 = a = 1$. Para el cuerpo negro $a = 1$.

T = temperatura en ºK.

A modo de resumen se puede decir, que de la temperatura del cuerpo emisor dependen las longitudes de ondas emitidas y sus intensidades. Cuanto mayor sea la temperatura de éste cuerpo, mayor será la intensidad de la radiación y menores las longitudes de onda de su espectro. Para cada temperatura existen unas longitudes de onda y unas intensidades. La longitud de onda máxima es inversamente proporcional a la temperatura del cuerpo emisor.

2.3. Espectros de emisión de la radiación solar

El espectro de la radiación solar está constituido por ondas electromagnéticas de distintas longitudes de onda. Dicho espectro es el siguiente:

LONGITUD DE ONDA (nm)	RADIACIÓN
0,00005	cósmica
1 - 15	γ
15 - 280	x
280 - 380	ultravioleta (corta, media y larga).
380 - 440	violeta
440 - 490	azul
490 - 565	verde
565 - 595	amarillo
595 - 620	anaranjado
620 - 700/760	rojo
760 - 26000	infrarrojo (corta, media y larga).
> 26000	ondas de radio, ondas eléctricas.

En este espectro de la radiación solar se pueden diferenciar tres grupos de longitudes de onda:

a) **Rayos x, rayos gamma y rayos ultravioleta**, con longitudes de onda de hasta 400 nm. Transportan en conjunto un 9% del total de la energía solar.

b) **Radiación visible**, con longitudes de onda comprendidas entre 400-700 nm. Transportan en conjunto el 41% del total de la energía solar.

c) **Rayos infrarrojos**, cuyas longitudes de onda son superiores a 700 nm. Transportan un 50% del total de la energía solar.

Sólo un pequeño porcentaje de la energía solar está asociada a longitudes de onda superiores a 4000 nm y sólo una pequeña parte de la energía emitida por fuentes terrestres está asociada a longitudes de onda inferiores de 4000 nm. Por este motivo se divide la radiación en radiación de onda corta (300-4000 nm) y radiación de onda larga (4000-80.000 nm). La línea divisoria es arbitraria, pero la división resulta muy útil porque cuando se habla de radiación en onda corta se sabe que se están refiriendo a radiación solar (directa, reflejada o difusa) y cuando se habla de onda larga se refiere a la radiación generada por fuentes terrestres.

La producción de energía solar se puede considerar constante y en consecuencia la radiación que emite el sol también lo será. Por esto, se llama constante solar a la intensidad de radiación solar que incide sobre una superficie situada perpendicularmente a los rayos del sol a una distancia media del sol a la tierra. A esta intensidad se le denomina **constante solar** y tiene un valor aproximado de 2 cal/cm^2*min o lo que es igual 2 langleys/min. Este valor fluctúa aproximadamente ±1,5 % debido a las propias fluctuaciones de la actividad solar.

Esta constante solar es la que recibe una superficie colocada perpendicularmente a los rayos solares en el límite superior de la atmósfera y no la intensidad de radiación que se intercepta realmente a nivel de la superficie terrestre, ya que la radiación solar va a disminuir en cuantía considerablemente (±3,5 %) a lo largo del año desde el límite superior de la atmósfera hasta la superficie terrestre por la inclinación del eje terrestre, la esfericidad de la tierra y la atmósfera.

2.4. La atmósfera: estructura, composición y efecto sobre la radiación solar

La atmósfera es la envoltura gaseosa que rodea totalmente a la tierra. Se puede dividir en capas concéntricas perfectamente diferenciadas en cuanto a su composición y densidad. En los 30 Km más próximos a la superficie terrestre está concentrado aproximadamente el 99% de su composición.

2.4.1. Estructura y composición

- Troposfera: es la capa más cercana a la superficie terrestre, en la que se produce el tiempo atmosférico. Su altura varía desde 18 Km en el ecuador a 8 Km en los polos, debido a que el aire caliente ocupa mayor volumen que el frío. Esta variación en altura se produce mediante escalones en las zonas que separan el aire frío polar, del aire templado y del caliente. En los escalones, que están algo superpuestos, se sitúan las corrientes "en chorro" que son como ríos de viento que circulan de oeste a este, con forma de tubo aplastado de aproximadamente 7 Km de altura y 500 Km de anchura.

La composición de la troposfera es: 78% de nitrógeno, 21% de oxígeno, 0,9% de argon, 0,03% de anhídrido carbónico y agua en cantidades que varían constantemente (vapor, gotas líquidas y cristales de hielo).

- Estratosfera: en esta capa prácticamente desaparecen el vapor de agua y el CO_2, disminuye la proporción de O_2 y aumenta la proporción de N_2; el aire está cada vez más enrarecido y se dispone en capas o estratos horizontales. No hay tiempo atmosférico.

La característica más importante de la estratosfera es la presencia en su interior de la capa de ozono, que absorbe la mayor parte de las radiaciones ultravioletas, que son letales para la vida.

Esta capa alcanza los 50 Km.

- Mesosfera: llega hasta los 80 Km aproximadamente. En esta zona se producen movimientos turbulentos y un fuerte descenso de la temperatura.

- Ionosfera: llega hasta los 500 Km aproximadamente. En esta zona el aire está muy enrarecido, pero debido a la radiación solar, sus átomos se transforman en iones. La ionización más fuerte se produce en los polos al chocar los rayos cósmicos con los iones produciendo las auroras polares.

- Exosfera: es la capa más exterior, que llega hasta más de 1000 Km. Contiene muy poco aire, predominando el hidrógeno y el helio.

2.5. Influencia de la atmósfera sobre la radiación. Balance de la radiación

Al ir penetrando la radiación solar en la atmósfera terrestre se producirán pérdidas selectivas y desviaciones de la energía.

De la radiación solar, parte es absorbida por la atmósfera, parte se pierde en el espacio por dispersión y reflexión y parte llega a la superficie terrestre.

A 150 Km de la superficie terrestre llega casi el 100% de la radiación original, pero a medida que la radiación penetra en capas más profundas y densas se producen reducciones por los siguientes procesos:

- Absorción: a 88 Km aproximadamente se absorben los rayos X y parte de los rayos uv. Esta absorción por parte de los átomos y moléculas de hidrógeno y oxígeno es la causa de la formación de la ionosfera, como resultado de haberse ionizado la materia.

El ozono de la estratosfera absorbe la mayor parte de los rayos UV, que si llegaran a la superficie terrestre serían letales para la vida.

En la troposfera, el vapor de agua y el anhídrido carbónico absorben radiaciones de longitud de onda larga, en la banda del infrarrojo, lo que produce un ligero aumento de la temperatura de esta capa. Esta absorción es muy variable al cambiar mucho el contenido en vapor de agua (la cantidad de CO_2 permanece más o menos constante), absorbiéndose entre un 5 y un 20% de la energía solar incidente según la nubosidad.

- Dispersión: a medida que la radiación penetra en capas más profundas y densas de la atmósfera, algunas longitudes de onda son desviadas del haz directo por moléculas de aire y polvo muy fino y enviadas en todas direcciones. A este fenómeno se le llama "dispersión de Rayleigh".

Como estos rayos son dispersados en todas direcciones, parte llega a la superficie terrestre constituyendo la llamada "radiación difusa o dispersión descendente".

- Reflexión: cuando las partículas contra las que choca la radiación solar tienen un tamaño superior a cualquiera de las longitudes de onda de la radiación, se produce reflexión de todas las longitudes de onda.

Las gotas de agua de las nubes interceptan la radiación solar, reflejando entre un 30 y un 60% de la radiación según la nubosidad.

Parte de la energía que finalmente llega a la superficie terrestre es reflejada y devuelta al espacio. Al porcentaje de energía incidente reflejada por una superficie se llama albedo. El valor del albedo varía con las distintas superficies:

nieve fresca: 75-90%

nieve vieja: 50-70%

arena: 15-25%

bosques: 3-10%

hierba: 15-30%

suelo desnudo: 7-20%

aguas superficiales: aproximadamente 2%

el valor medio para la tierra es de un 31 %.

Cuanto mayor sea el porcentaje de energía reflejada, menor será la cantidad de energía absorbida por la superficie. Lógicamente, la cantidad de energía absorbida se traduce en un aumento de la temperatura de dicha superficie.

En condiciones de cielo despejado la pérdida total de energía causada por dispersión (10%) absorción (10%) de la radiación solar se estime en un 20 %, llegando al suelo aproximadamente un 80 % de la radiación solar.

En el caso de que el cielo se encuentre cubierto de nubes se producirán pérdidas de energía adicionales. La reflexión de las nubes provoca un regreso de radiación al espacio que oscila entre un 30-60 %; a su vez la gran cantidad de agua que hay en las nubes produce una pérdida por absorción de radiación infrarroja variable, entre un 5 y un 20 %.

En resumen se puede decir que en condiciones de cielo cubierto las pérdidas de radiación puede alcanzar valores entre 55%-100%, llegando al suelo un porcentaje de energía que oscila entre 45%-0%. El balance del calor es variable, aunque por promedio se puede decir que de la superficie terrestre recibe una media de radiación que le permite alcanzar los 14ºC (Fig. 2.1.).

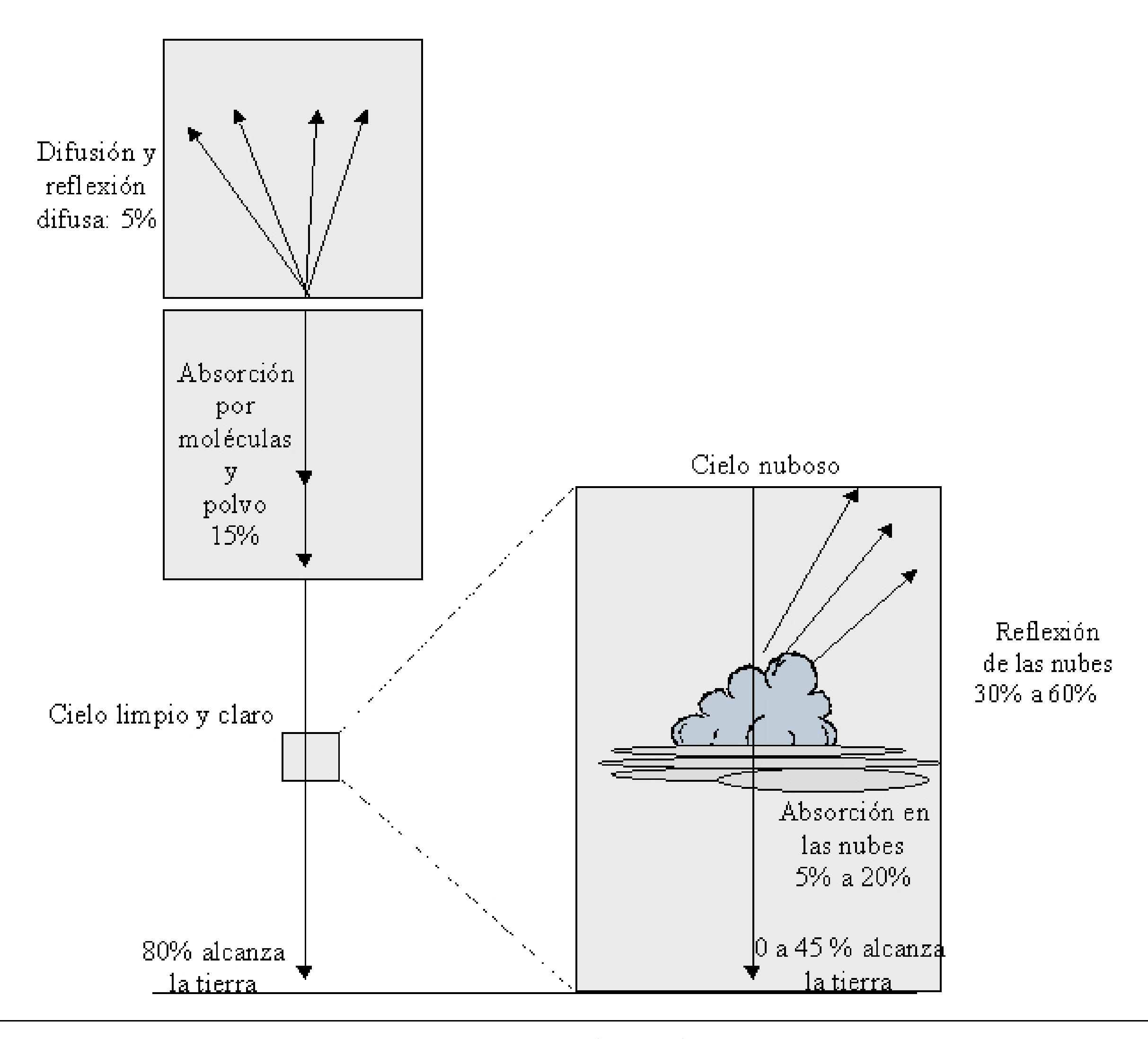


Fig. 2.1. Balance de la radiación.

De toda la radiación que llega a la superficie, parte es reflejada directamente por la tierra y los océanos y parte es absorbida.

Toda la radiación incidente que no es reflejada es absorbida por la superficie terrestre; ésta se calienta y emite radiación, pero en longitud de onda mayor; ésta energía en forma de onda

larga sí puede ser absorbida por el vapor de agua, el CO_2 y el ozono de la atmósfera produciéndose un calentamiento atmosférico.

Toda la energía retenida por la tierra y la atmósfera acaba por ser cedida al espacio; si no fuera así el planeta estaría calentándose permanentemente. Existe por tanto un equilibrio térmico, en el que la energía se retiene más o menos tiempo pero se devuelve.

2.6. Efecto invernadero

El dióxido de carbono (CO_2) forma parte del aire. Experimenta fluctuaciones diarias y estacionales debidas a los procesos de respiración y fotosíntesis así como por la existencia de estaciones en las que hay una mayor producción de vegetación. Los excesos de este gas en la atmósfera a largo plazo son compensados por los océanos, al ser almacenados en ellos bajo la forma de carbonatos.

El hombre inyecta CO_2 en la atmósfera a un ritmo que no puede ser amortiguado, aumentando su concentración. A esto se une el que este gas presenta una propiedad que comparte con el agua, y es que tiene una absorción muy intensa de la radiación infrarroja.

La mayor parte de las longitudes de onda que procedentes del sol alcanzan la superficie de la tierra pertenecen a la luz visible porque la radiación ultravioleta queda muy disminuida en la pantalla de ozono y la infrarroja es en gran medida absorbida por el vapor de agua y el CO_2 atmosférico.

Parte de la luz visible (longitud de onda corta) que llega a la tierra es reflejada, pero la mayoría es absorbida y posteriormente vuelve a emitirse en forma de radiación infrarroja (longitud de onda larga, calor), que será retenida por el CO_2 y el vapor de agua. De esta manera el CO_2 se comporta como un filtro selectivo, dejando que pase la luz visible pero impidiendo que lo haga la radiación infrarroja, de mayor longitud de onda; de igual manera actúa el vapor de agua, pero su efecto aquí es de menor interés al no estar sus cantidades apreciablemente afectadas por las actividades humanas.

El resultado es que como consecuencia del aumento del CO_2 antropogénico se produce un incremento de la temperatura de la tierra. A este efecto se le llama **"efecto invernadero"**.

Los cálculos realizados llevan a suponer que una duplicación del CO_2 en la atmósfera aumentaría la temperatura entre 0,8 y 2,9 ºC en un período de 10 años, situación en la que se llegaría a fundir parte del hielo de los casquetes polares y de los glaciares; el nivel del mar podría subir unos 70 m, sumergiendo parte de las superficies costeras.

El protocolo aprobado en la ciudad japonesa de Kioto en 1997 afecta a los países desarrollados, que se comprometen a reducir sus emisiones de gases de efecto invernadero en un 5,2% de media en el período 2008-2012 respecto a los niveles de 1990. Estados Unidos y Europa se comprometieron a una reducción mayor (del 7% y el 8% respectivamente). Se estima que los países más ricos del mundo, con un 20% de la población total, emiten más del 60% de los de gases de efecto invernadero, fundamentalmente dióxido de carbono, metano y óxido nitroso.

2.7. Influencia de la latitud

La latitud de un lugar influye notablemente sobre la insolación, porque la situación geográfica determina la duración del día y la oblicuidad con que inciden los rayos del sol.

Según esto las temperaturas máximas se deberían registrar en el ecuador, y sin embargo esto no es así, por los siguientes motivos:

1. Los rayos solares inciden perpendicularmente sobre el ecuador durante un período de tiempo inferior al que incide sobre los trópicos.
2. Los días son más largos en los trópicos.

3. Sobre el ecuador y en verano existe casi permanentemente el llamado Cinturón Subtropical de Bajas Presiones, que tiene una nubosidad asociada que refleja gran parte de la radiación incidente.

El máximo de insolación recibido en superficie se registra en los trópicos. En latitudes altas se recibe también una elevada insolación en altura, pero en superficie ésta energía es baja, debido a la nubosidad que durante el verano impera en las zonas árticas y por el albedo de las superficies de hielo y nieve.

Existe una relación entre las zonas de máximos de insolación y los grandes desiertos del mundo, cercanos a los trópicos.

2.8. Influencia de la continentalidad

El mar y la tierra tienen distinto comportamiento en relación a la radiación solar.

El agua tiene una gran capacidad calorífica, pudiendo consumir grandes cantidades de calor solar por tres motivos:

- Tiene un elevado calor específico: puede absorber grandes cantidades de calor elevando poco su temperatura y puede devolverlo enfriándose poco.
- Tiene buena conductividad calorífica: los movimientos convectivos y las turbulencias desarrolladas en su interior hacen que el calor repartido se distribuya en una gran masa.
- Tiene una gran capacidad de evaporación: el agua pasa al estado gaseoso consumiendo una gran cantidad de energía del exterior.

Además, el albedo del mar es como máximo de un 10 %, por lo que absorbe la mayor parte de la radiación incidente.

La tierra tiene características térmicas inversas. Su calor específico es variable según la naturaleza del suelo, pero siempre pequeño; esto hace que se produzcan grandes variaciones de temperatura con pequeñas cantidades de calor.

Al ser un sólido no hay turbulencias ni movimientos convectivos y el calor se transmite por conducción. Su conductividad calorífica es pequeña.

Por estas razones el suelo se calienta más durante el día y ese calor alcanza una menor profundidad, perdiéndose con rapidez por la noche. Las oscilaciones térmicas tanto diarias como estacionales son mayores que en el agua.

Además, el albedo sobre la tierra es mayor que sobre agua, por lo que el suelo refleja un mayor tanto por ciento de radiación incidente que el agua.

Por todas estas razones, se puede decir que el mar actúa como un gran termostato no sólo en sus inmediaciones sino con repercusión en todo el planeta. Es una reserva de calor a nivel mundial.

La menor existencia de mares en el hemisferio norte hace que éste tenga veranos más calurosos e inviernos más fríos que en el hemisferio sur.

A este diferente comportamiento de la tierra y el mar se le denomina **continentalidad.**

2.9. Aparatos de medida. Unidades

Piranómetro o radiómetro: mide la radiación solar global que incide sobre una superficie terrrestre. Mide la directa y la difusa.

Pirheliómetro: mide la radiación directa del sol.

Pirradiómetro o radiómetro neto: mide el balance neto de la radiación, de onda corta y larga en un punto.

Heliógrafo de Campbell-Stokes: mide el número de horas de sol de cada día.
Actinógrafo: registra la radiación global.
Unidades: cal/cm^{2}min. = langleys/min.

TEMA 3
LA TEMPERATURA

3.1. Definición de temperatura. Formas de transmisión del calor. Transmisión en el suelo, en el agua y en el aire

El concepto de temperatura es tan familiar como difícil de definir sin los recursos de la termodinámica.

El calor no es más que una forma de energía susceptible de transformarse en trabajo mecánico (primer principio de la termodinámica) y la temperatura puede considerarse como un indicador del nivel de calor de un cuerpo, calor que se transmite desde los cuerpos de más temperatura a los de menos (segundo principio de la termodinámica).

Las formas de transmitirse el calor son las siguientes:

- **Conducción**: mediante la agitación de las moléculas de un cuerpo se transmite el calor a las moléculas adyacentes.
- **Convección**: el calor se redistribuye en el interior de los fluidos mediante corrientes.
- **Radiación**: la energía se transmite mediante ondas electromagnéticas, sin la necesidad de la materia.

En el suelo el calor se transmite mediante conducción. Su capacidad para coger y transmitir el calor es variable y está en función de su contenido en humedad; a mayor contenido en agua mayor será su conductividad y su capacidad calorífica.

En el agua el calor puede transmitirse por conducción y por convección (si las circulaciones no son verticales sino en flujo turbulento se dice que se transmite por turbulencia).

En el aire el calor se transmite por conducción, convección, turbulencia y radiación, aunque por ser muy mal conductor, la mayoría de los intercambios de calor se hacen por conducción y/o turbulencia.

3.2. Naturaleza cíclica de los cambios de temperatura y uniformidad térmica global

3.2.1. Variación diaria de la temperatura

En la figura siguiente (Fig. 3.1.) se representan las curvas típicas de la radiación neta de la energía y de la temperatura del aire relacionadas con la energía calorífica entrante y saliente en una localidad de latitud media (40-45º) con la salida y la puesta del sol a las 6 y 18 horas respectivamente.

La figura de la radiación neta de energía a nivel del suelo señala la diferencia entre la energía radiante entrante (solar) y la energía radiante saliente (terrestre). Cuando existe excedente, la radiación solar entrante es mayor que la saliente y la curva adquiere valores positivos. En esta situación la superficie terrestre va aumentando de temperatura y aumenta indirectamente la temperatura del aire. Cuando hay déficit, la radiación terrestre saliente es superior a la solar entrante, la tierra se irá enfriando progresivamente y el aire disminuirá indirectamente de temperatura.

La curva de radiación neta total tiende a ser simétrica con respecto al mediodía (máximo), siendo horizontal en las horas de oscuridad; empieza a existir excedente una hora después de la salida del sol y déficit casi una hora antes de la puesta.

La curva típica de la temperatura diaria del aire, como se puede ver en la figura, no es simétrica. El punto mínimo se sitúa a la salida del sol; la temperatura aumenta a medida que lo hace el excedente y continúa elevándose después del mediodía, alcanzándose la máxima temperatura entre las 14 y las 16 horas para después comenzar a disminuir.

El desfase entre el máximo de insolación y el de temperatura se debe a que el calentamiento del aire tiene lugar a través del suelo y el calentamiento de éste no es instantáneo, necesitando un tiempo.

La hora de la temperatura mínima varía con el solsticio y el equinoccio, pero la máxima permanece prácticamente constante.

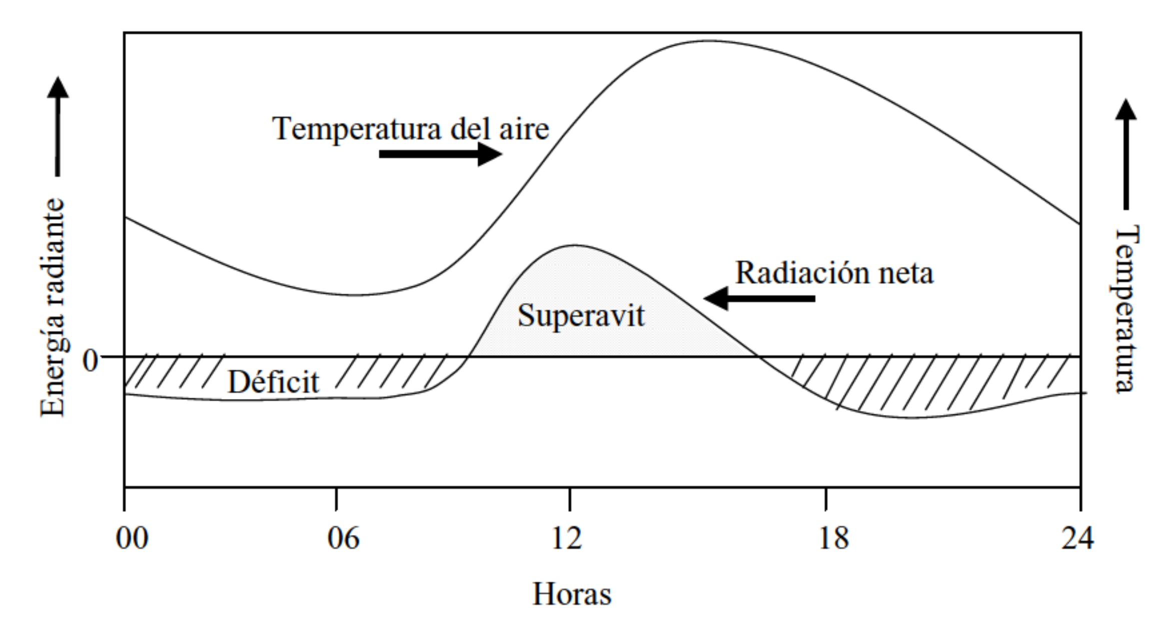


Fig. 3.1. Curvas típicas de la radiación y de la temperatura neta del aire.

3.2.2. Variación anual de la temperatura

En latitudes intertropicales se registran dos máximos de temperatura en los equinoccios y dos mínimos en los solsticios. Las oscilaciones entre máximos y mínimos son muy reducidas y la curva está influenciada por el régimen de nubosidad y precipitación, que pueden modificarla.

En latitudes medias y altas aparece un máximo de temperatura próximo al solsticio de verano y un mínimo de temperatura próximo al solsticio de invierno, dependiendo la oscilación media de la continentalidad del lugar. Aunque la insolación alcanza su máximo en el solsticio de verano, los máximos de temperatura se registran casi un mes más tarde, debido a que, como se comentó anteriormente, el calentamiento del aire tiene lugar a través del agua y del suelo, sufriendo un retraso. De igual forma ocurre en el solsticio de invierno, registrándose los mínimos en mes más tarde.

En la figura 3.2. se representa el ciclo anual de temperaturas en dos estaciones de latitudes medias (40° de latitud), una situada en el interior del continente, Concordia, y otra próxima a la costa, San Luis Obispo.

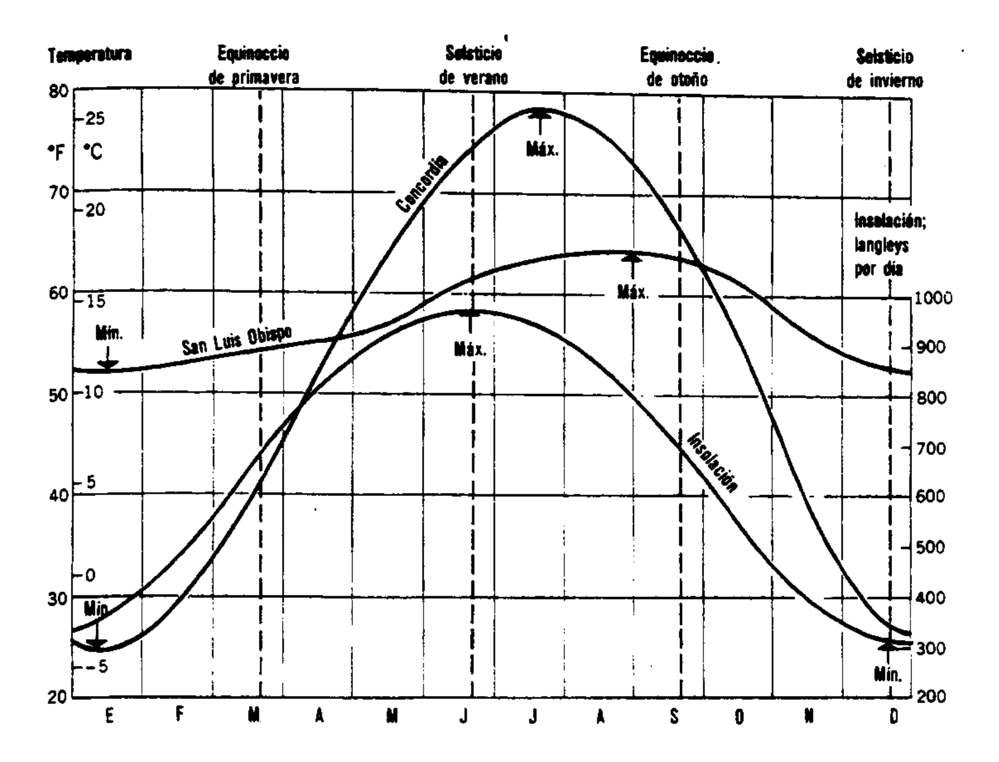


Fig. 3.2. El ciclo anual de temperatura en dos estaciones de latitudes medias.
(De A.N. STRAHLER, *Geografía Física*, Omega, Barcelona, 1989).

3.2.3. Uniformidad térmica global

Las temperaturas se ven afectadas por ritmos diarios y estacionales en función de la insolación recibida, que como se comentó anteriormente está influida por factores como son la continentalidad, la latitud y la altura.

Todas estas variaciones de temperatura están sometidas en la superficie terrestre a un efecto de amortiguación, de manera que ninguna zona de la tierra se enfría o calienta demasiado y que exista una uniformidad térmica global, tanto para el nivel medio del energía calorífica del sistema en su conjunto (14ºC) como para cada punto geográfico.

Este efecto de amortiguación se realiza mediante movimientos que transfieren calor:

- en la atmósfera a través de las masas de aire (la circulación general atmosférica).
- en el océano a través de las masas de agua (las corrientes marinas).

Todo esto sin olvidar los cambios de estado del agua que también redistribuyen el calor.

3.3. Variación de la temperatura con la altura

En general en la troposfera se da un descenso de la temperatura al aumentar la altitud. El valor medio de esta variación se considera -6,5ºC/km: No es un valor constante por depender del contenido de humedad del aire, de la época del año, de la altura, etc.

3.4. Inversión térmica

Normalmente en los kilómetros inferiores de la atmósfera se muestra una disminución de la temperatura con la altura, aunque en determinadas ocasiones por diversos motivos en vez de disminuir se puede producir un incremento de la temperatura a medida que se asciende. este fenómeno se conoce con el nombre de inversión térmica.

Estas inversiones pueden ser superficiales o en altura. Las primeras se presentan en las capas bajas de la atmósfera, próximas a la superficie terrestre. Habitualmente se presentan como consecuencia del enfriamiento nocturno por irradiación que experimenta la superficie terrestre y el aire en contacto con ella. En las latitudes medias y altas es frecuente la aparición de este fenómeno. Cuando el aire es frío la inversión del gradiente puede extenderse a cientos de metros de altura (Fig. 3.3.).

Las condiciones óptimas para las inversiones en superficie son los siguientes:

1. Noches de invierno en las cuales la radiación que emite la tierra excede a la que ha absorbido.
2. Cielos despejados o con nubes altas que implican una pérdida rápida de calor.
3. Aire relativamente seco, que absorbe poca radiación de la tierra.
4. Aire en calma, de forma que el estrato superficial pueda adquirir rápidamente la temperatura de la superficie terrestre subyacente.
5. Una cubierta de nieve, que por su albedo caldea poco la superficie terrestre durante el día, y por ser un mal conductor del calor, retrasa el flujo ascendente del calor desde la tierra.

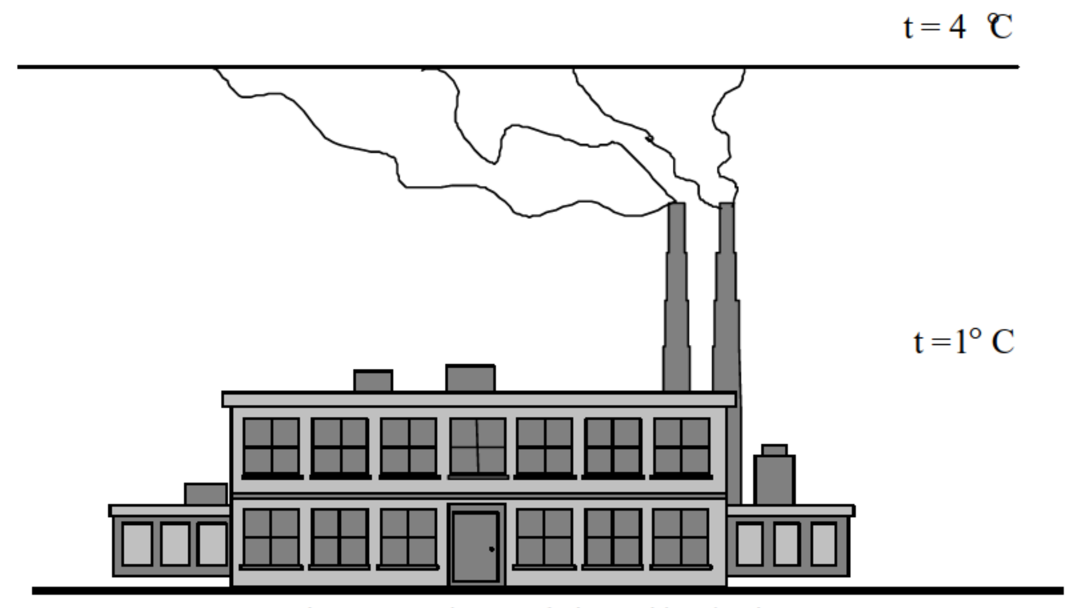


Fig. 3.3. Fenómeno de inversión térmica.

Las noches de invierno presentan las mejores condiciones para el desarrollo de inversiones superficiales, pero éstas también se presentan durante el verano, desapareciendo en este caso durante el día debido al fuerte calentamiento de la superficie terrestre.

En el invierno la formación de la capa de inversión empezaría una o dos horas antes del ocaso en un día soleado; en este momento el suelo ya ha empezado a perder calor y el aire de sus cercanías se enfría. La situación se prolonga durante toda la noche hasta alcanzar su mayor intensidad antes del amanecer. La nueva salida del sol provoca el calentamiento del suelo y, en consecuencia, la del aire en contacto con él; el ascenso de este aire caliente puede originar una mezcla turbulenta que llega a romper la inversión. Si el aire se enfría demasiado en su ascenso, el estado puede prolongarse varios días, hasta que el viento o la lluvia acaban destruyendo la capa de inversión de temperaturas. La frecuencia de los vientos y la velocidad de los mismos, en unión con las irregularidades del terreno, son factores que inciden de forma decisiva en su aparición y disipación.

Este fenómeno también incide en la contaminación atmosférica. El aire contaminado asciende hasta alcanzar la capa de inversión, y al enfriarse por el ascenso, desciende por la

periferia, estableciéndose células de convección que se cargan progresivamente de impurezas. La atmósfera se vuelve más turbia y la contaminación puede alcanzar índices peligrosos si el fenómeno persiste.

En nuestras zonas es frecuente que aparezcan durante los meses de invierno cuando el anticiclón de las Azores extiende su área en nuestra Península.

3.5. Distribución geográfica de la temperatura

El reparto horizontal de las temperaturas sobre el globo terrestre, como se puede observar en los mapas de isotermas, viene determinado por la latitud y el reparto de las tierras y océanos, siendo la causa principal de esta distribución la latitud (Fig. 3.4.).

Se pueden distinguir las siguientes zonas:

- **Zona ecuatorial**

  Abarca la franja de 0 a 10º de latitud norte y sur.

  Recibe una insolación intensa a lo largo de todo el año. No se registran variaciones térmicas estacionales ni diarias. El día y la noche tienen igual duración.

- **Zona tropical**

  Situada entre los 10 y los 23º de latitud norte y sur, tiene como límites los trópicos de Cáncer y Capricornio.

  Su insolación anual es intensa, ya que junto a la zona ecuatorial son las que reciben una mayor insolación por unidad de superficie, al incidir sobre ellas los rayos solares casi perpendicularmente.

En estas dos zonas, ecuatorial y tropical, las amplitudes térmicas se ven moderadas por la existencia de gran cantidad de vapor de agua en la atmósfera.

A medida que nos alejamos del ecuador y nos acercamos a los polos las amplitudes térmicas diurna y anual (diferencia entre el mes más cálido y el más frío) se van marcando cada vez más, siendo el régimen térmico menos regular.

- **Zonas de latitudes medias**

  Están situadas entre los 35º y 55º al norte y al sur. En estas zonas los rayos solares inciden con mayor oblicuidad sobre la superficie terrestre, lo que determina temperaturas medias paulatinamente más bajas.

  Por la inclinación del eje de la tierra se pueden distinguir claramente dos estaciones:

  - el verano, con una duración mayor de los días en relación a las noches y con un balance positivo de la radiación.
  - el invierno, con las noches más largas que los días y con un balance negativo.

  Estos hechos van a determinar en el régimen térmico importantes variaciones periódicas y amplitudes térmicas anuales y diarias.

- **Zonas árticas y antárticas**

  Ubicadas entre los 60º y 75º norte y sur. En estas zonas se registran las variaciones máximas entre el día y la noche.

- **Zonas polares**

  Están situadas entre los 75º y los 90º norte y sur. Son las zonas de máxima amplitud térmica y de un gran déficit de radiación solar: los rayos solares inciden muy

oblicuamente durante los seis meses que tienen luz, recibiendo muy poca radiación, que llega a ser nula en los seis meses de oscuridad.

Hay un descenso latitudinal de la temperatura, interrumpido a veces por las grandes irregularidades producidas por la distribución de los mares y los continentes.

La mayor inercia térmica del agua determina que los océanos se calienten y enfríen mucho más lentamente que los continentes. Esto explica el efecto termorregulador de los océanos sobre los climas costeros, nunca tan extremados como los continentales; el mar suaviza las temperaturas frías y cálidas, disminuyendo así los contrastes térmicos. Por el contrario la amplitud térmica aumenta con la continentalidad.

Otra variación importante en relación a la temperatura se da en las zonas costeras de los continentes, por la acción de las corrientes marinas. Así, la fachada occidental europea se ve afectada por la corriente cálida del Golfo y en la fachada Este de América del Norte influye la corriente fría del Labrador.

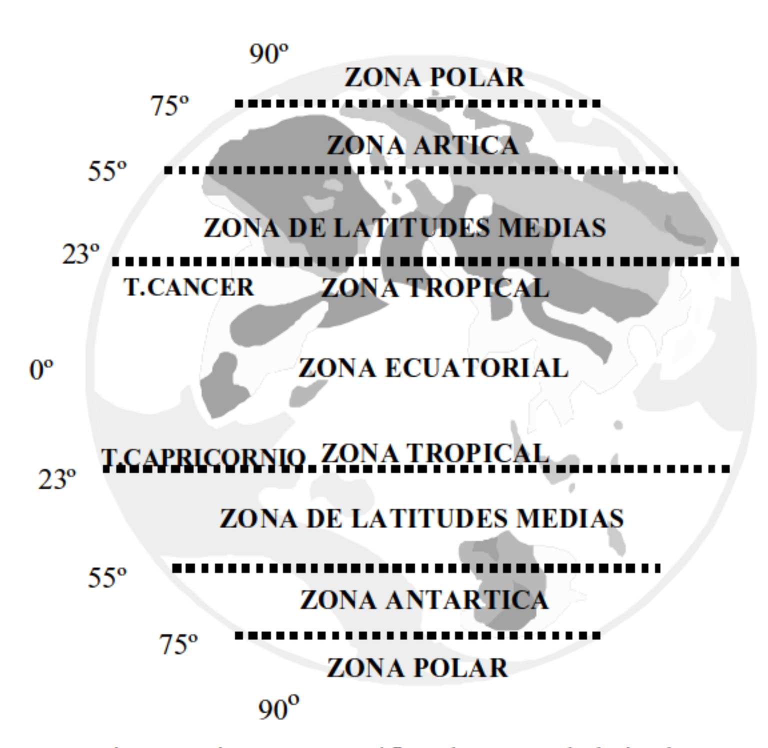


Fig. 3.4. Sistema geográfico de zonas de latitud.

3.6. Aparatos de medida. Unidades

Termómetros de dilatación: Termómetros de mercurio o de alcohol utilizados para medir temperaturas máximas o mínimas. Lectura analógica.

Termógrafos: registradores basados en la variación de longitud de las varillas metálicas. Muy poco precisos. Requieren calibraciones frecuentes.

Termómetros de infrarrojos: son sensores que a distancia miden la máxima longitud de onda larga emitida por un objeto, obteniéndose mediante la ley de Wien la temperatura. Se utilizan para conocer la temperatura de la parte aérea de cultivos y de las cubiertas vegetales. Digitales.

Unidad: grado centígrado.

TEMA 4
LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA

4.1. Definición de presión

El aire, como cualquier otro cuerpo sujeto a la acción de la gravedad, tiene un peso y ejerce por tanto una presión sobre la superficie terrestre.

Al valor de la presión a nivel del mar y a 15ºC se le llama **presión atmosférica normal**. Esta presión es la ejercida por una columna de mercurio de base un cm^2 y de altura 760 mm, con un valor aproximado de $1Kg/cm^2$. La presión atmosférica normal es de 760 mm de Hg o de 1013, 2 mb (g/cm^2).

Esta presión no es constante en un mismo lugar, sino que varía en función de la temperatura y de la humedad. El aire al calentarse aumenta de volumen y se hace menos denso y pesado; por otra parte, como el vapor de agua pesa menos que el aire, una atmósfera que tenga mucho vapor de agua pesa menos que una atmósfera seca.

4.2. Isobaras y campos de isobaras

Las isobaras son líneas que unen todos los puntos que tienen la misma presión en un momento determinado. A lado de cada una de estas líneas se pone un número que indica la presión atmosférica expresada en milibares.

Todas las observaciones de presión atmosférica deben estar reducidas a nivel del mar.

En los mapas se representan como valor medio las isobaras de 1012 mb, indicándose el resto con diferencias de 4 en 4 mb. Como valores de referencia se pueden dar:

1080	anticiclón siberiano
887	ciclón tropical

En una zona hay una **depresión** cuando la presión atmosférica va disminuyendo a medida que nos acercamos hacia el centro de la zona. En la depresión las isobaras son líneas curvas cerradas y más o menos concéntricas con respecto al centro de la zona considerada. Naturalmente los números que indican la presión en milibares van disminuyendo conforme nos acercamos al centro, indicado con una B mayúscula, inicial de la palabra borrasca, por ser la depresión más importante en nuestras latitudes.

Las depresiones pueden clasificarse según la naturaleza del aire que interviene en:

- **Borrascas o depresiones frontales**, originadas por aire caliente y aire frío.
- **Gota de aire frío**.
- **Tempestades** (tormentas, tornados y ciclones tropicales) constituidos por aire cálido.

En una zona hay un **anticiclón** cuando la presión atmosférica aumenta a medida que nos acercamos al centro de la zona. A igual que en las depresiones, las isobaras aparecen aquí como líneas curvas cerradas y más o menos concéntricas alrededor de la zona que se considera, pero con la diferencia de que los números que indican la presión en milibares van aumentando

conforme nos acercamos al centro de la zona, que se indica con una A, inicial de la palabra anticiclón. Suelen ser más extensos que las depresiones.

También hay que distinguir:

- **Vaguada o surco** (b). Es como la mitad inferior de una borrasca; suele estar asociada a alguna borrasca ya lejana y se corresponde con una zona de inestabilidad en altos niveles.
- **Dorsal o cuña** (a). Aparece como la mitad superior de un anticiclón; suele estar relacionada con un anticiclón lejano y corresponde a buen tiempo en altura.
- **Collado o pantano barométrico**. Es una zona sin isobaras que se corresponde con una tierra sin nadie: ni borrascas ni anticiclones.

Estos centros de presión pueden tener un origen **dinámico, térmico o mixto.**

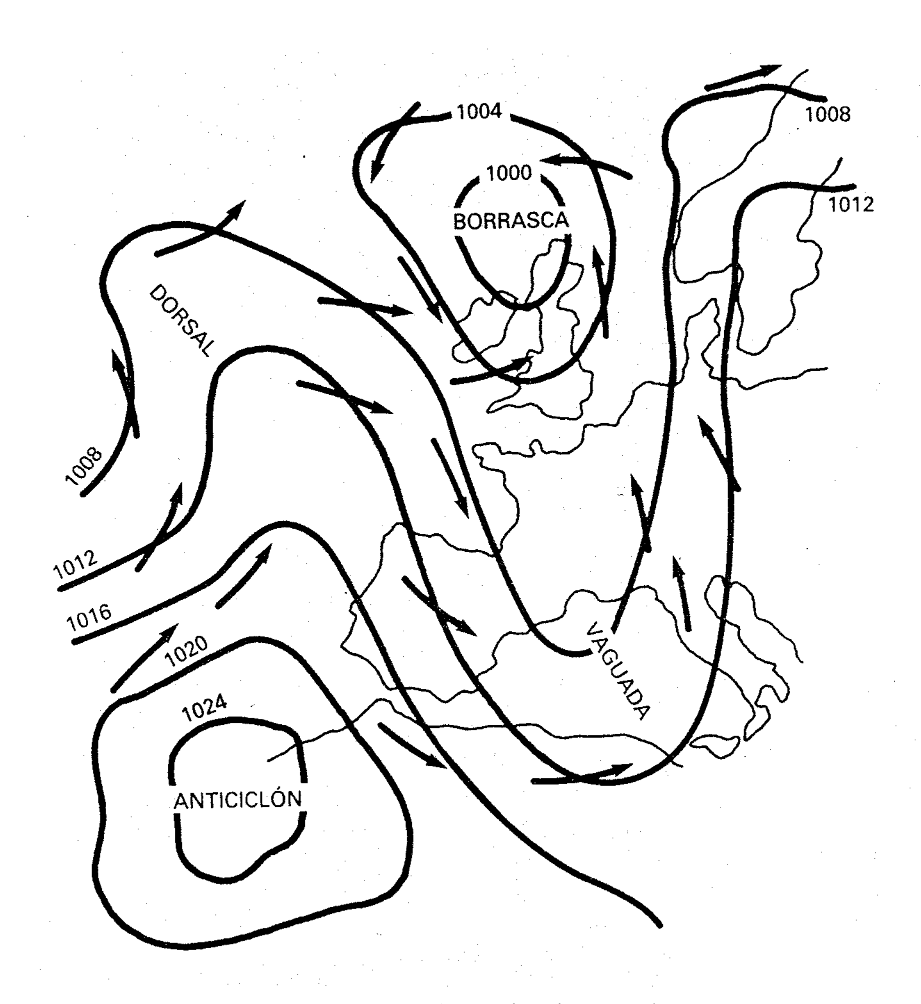


Fig. 4.1. Principales individuos isobáricos.

El **origen dinámico** está unido a fenómenos de convergencia o divergencia de las masas de aire. Cuando se produce una convergencia de masas de aire a nivel de la superficie, éstas se elevan y se producirá una disminución de presión sobre esa superficie. Cuando existe una convergencia en altura, tendremos una zona de altas presiones (Fig. 4.2.).

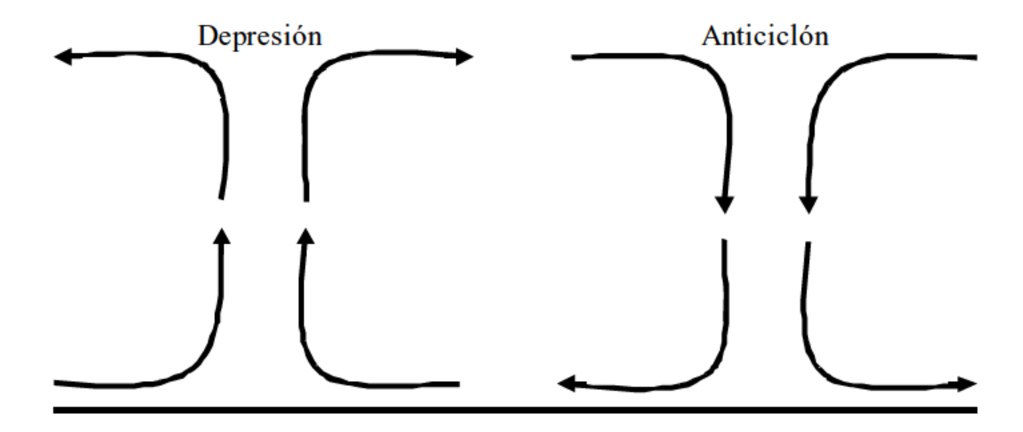


Fig. 4.2. Fenómenos de convergencia y divergencia de las masas de aires.

La **temperatura** también puede ser origen de centros de presión: en Siberia durante el invierno la insolación es baja y el suelo se encuentra helado. Se produce un enfriamiento del aire a nivel del suelo y se concentrará generando un centro de altas presiones. Este es el caso del anticiclón Siberiano.

Cuando se conjugan los fenómenos térmicos y dinámicos se habla de un **origen mixto**. Este es el caso del anticiclón de las Azores, un anticiclón permanente cuya área de influencia disminuirá en invierno. En esta zona se produce un fenómeno de convergencia en altura originado por la circulación general atmosférica al que se une el efecto producido por la existencia de corrientes frías oceánicas.

4.3. Variación de la presión con la altura

La presión atmosférica disminuye a medida que aumenta la altura por dos razones:

- las capas bajas de la atmósfera son más densas, mientras que las capas altas lo son menos por estar el aire más enrarecido.
- al aumentar la altitud, disminuye la columna de aire que soporta encima; en las capas bajas, hasta los 100 m de altitud, el descenso es de 1 mm de Hg cada /11 m, lo que equivale aproximadamente a 1 mb/8 m de altitud. A medida que se asciende en la atmósfera se reduce el descenso de presión y por encima de los 50 Km es prácticamente inapreciable, ya que casi no hay aire.

4.4. Distribución geográfica de la presión

El no uniforme calentamiento y enfriamiento de la atmósfera terrestre hace que la distribución horizontal de la presión barométrica sea también irregular.

Los valores de la presión atmosférica se consideran:

- normales: 760 = 1013 mb
- bajos: 725 - 760 mm = 982 - 1013 mb
- altos: 760 - 780 mm = 1013 - 1040 mb

Considerando la presión de 1013 mb como la presión atmosférica normal, se observan en la superficie terrestre:

- Zonas donde predominan presiones altas, superiores a la del nivel del mar. La persistencia de estas presiones determinan la aparición de climas secos.

- Zonas donde predominan presiones bajas, inferiores a la del nivel del mar. Su persistencia origina climas húmedos.

La distribución geográfica de los cinturones globales de presión es la siguiente (Fig. 4.3.):

- **Vaguada ecuatorial de bajas presiones**.

  Está situada en el ecuador. Es muy regular y alcanza presiones de 757 a 760 mm de mercurio.

- **Dos zonas subtropicales de altas presiones**.

  Están localizadas en las latitudes 30º norte y sur. Está claramente definida en el hemisferio sur y de forma más irregular en el hemisferio norte. La presión alcanzada es de 770 mm de mercurio.

- **Zonas subárticas y subantártica de bajas presiones**.

  Están situadas alrededor de los 60º de latitud norte y sur. La presión que alcanzan oscila alrededor de los 739 mm de mercurio. Está mejor definida la del hemisferio sur.

- **Zonas polares de altas presiones.**

  Se llaman también máximos polares. Son centros permanentes de altas presiones situados a 80º de latitud norte y sur.

Estas zonas se desplazan estacionalmente varios grados de latitud al igual que las isotermas que los acompañan.

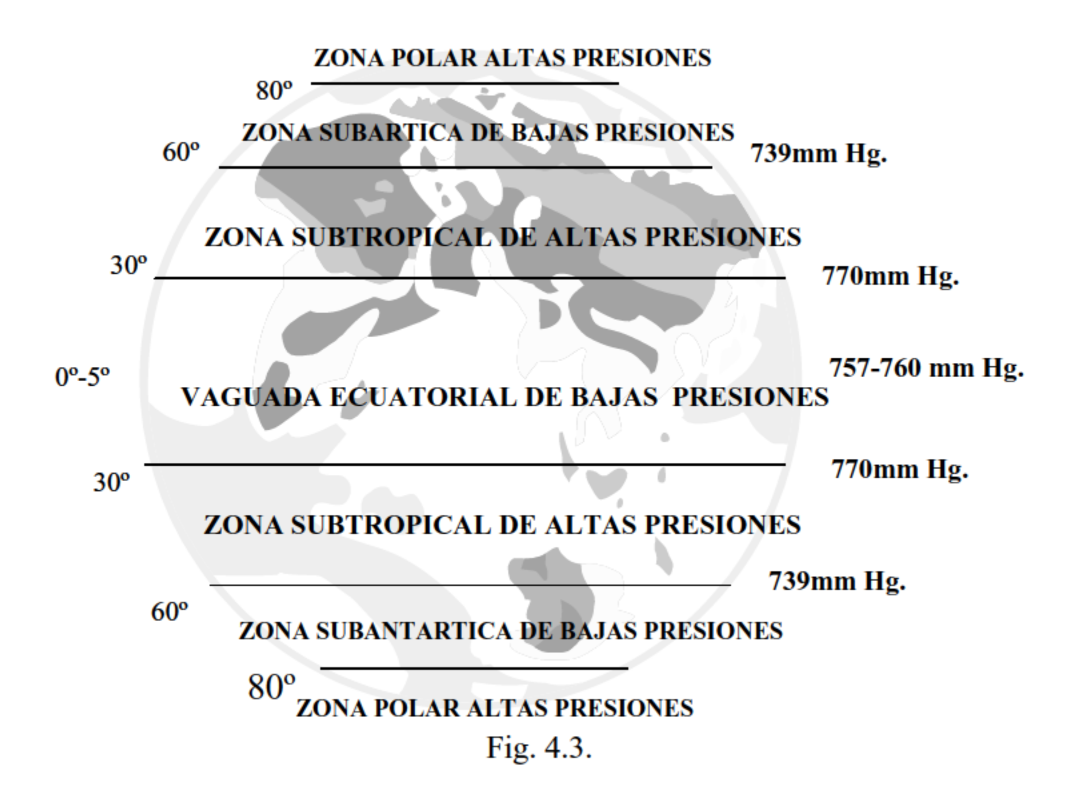


Fig. 4.3.

Estos son los llamados **centros de presión estacionarios**, a diferencia de otros que pueden aparecer y desaparecer, así como moverse rápidamente provocando alteraciones meteorológicas.

En general, se puede decir que el enfriamiento de las tierras favorece el desarrollo de los anticiclones (altas presiones originadas por el aire frío y denso, que es más pesado) y el calentamiento al desarrollo de las borrascas (bajas presiones por aire caliente poco denso, que pesa menos).

Las grandes masas continentales de América del Norte y Asia separadas por los océanos Atlántico y Pacífico Norte, producen ciclones y anticiclones que se localizan alrededor del polo norte en cuadrantes opuestos:

- en invierno (Fig. 4.4.), con el enfriamiento de los tierras, se forma sobre Asia el anticiclón Siberiano y sobre el norte de América el anticiclón del Canadá (menos intenso). Estos anticiclones provocan el predominio de días despejados y secos. Sobre los océanos se localizan borrascas, en el Pacífico la depresión de las Aleutianas y en el Atlántico la depresión de Islandia, que produce un tiempo muy nuboso.

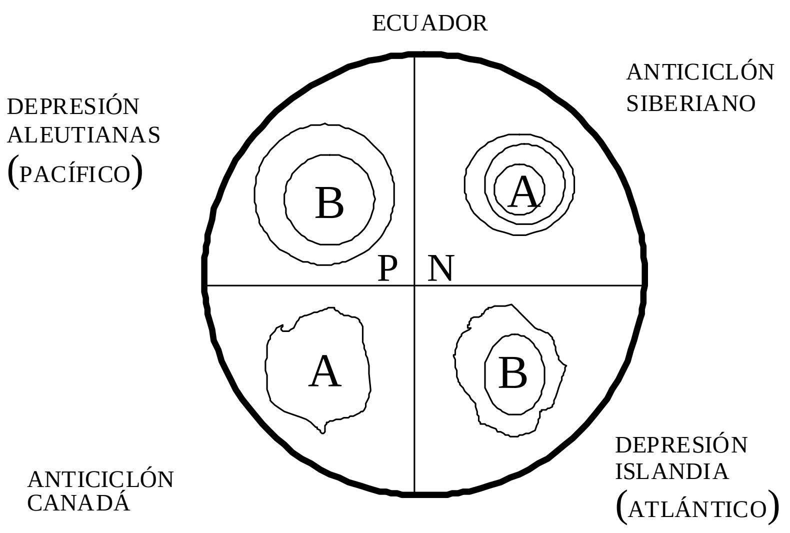


Fig. 4.4. Mapa esquemático del hemisferio norte con los centros semipermanentes de altas y bajas presiones en invierno.

- en verano (Fig. 4.5.), las condiciones de presión son opuestas. Sobre Asia y el norte de América, el calentamiento de las tierras ocasiona depresiones o borrascas poco definidas (la de Asia algo más profunda que la de América) y prácticamente fundidas con el cinturón ecuatorial de bajas presiones. Sobre los océanos aparecen dos núcleos bien desarrollados de altas presiones o anticiclones, procedentes de un desvío hacia el norte del cinturón subtropical, llamados anticiclón de las Azores o Bermudas en el Atlántico y anticiclón de Hawai en el Pacífico.

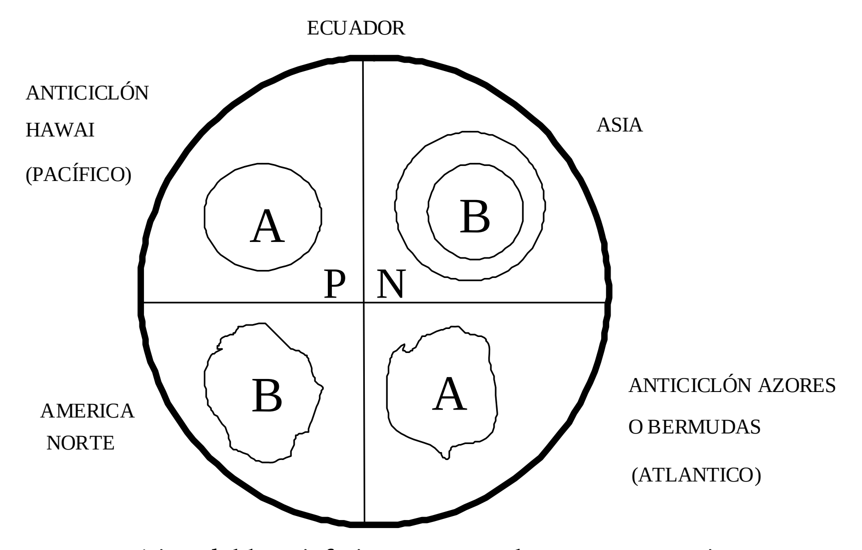


Fig. 4.5. Mapa esquemático del hemisferio norte con los centros semipermanentes de altas y bajas presiones en verano.

4.5. Aparatos de medida. Unidades

Barómetro: mide la presión atmosférica.

Barógrafo: registra las presiones atmosféricas.

Unidades:

Sistema Internacional:

1 Pascal (Pa) = Newton/m^2.

Sistema Cegesimal:

1 baria = 1 dina/cm^2.

1 Pa = 10 barias.

Otras unidades utilizadas en climatología:

1 atm = 106 baria = 105 Pa.

1 mb = 103 baria = 103 dinas/cm^2 = 100 Pa.

1 mm Hg = 133,3 Pa.

TEMA 5
EL VIENTO

5.1. Definición y origen del viento

La superficie terrestre se calienta por la radiación solar; esta radiación no se recibe con la misma intensidad en todas las zonas del planeta, por lo que se origina un desigual calentamiento de las mismas. El aire de las capas atmosféricas más bajas se calienta bajo la influencia de esta superficie terrestre, siendo su caldeamiento más o menos intenso según la temperatura que alcancen las zonas con las que se mantiene en contacto.

El aire más caliente se dilata y se hace menos denso, por lo que disminuye la presión atmosférica en la zona que abarca la masa de aire caliente. El aire menos caliente se dilata menos y es más denso, aumentando la presión atmosférica en la zona que abarca la masa de aire más frío. Por consiguiente, el desigual calentamiento de la superficie terrestre y de las masas de aire que se asientan sobre ella originan unas zonas de la atmósfera que tienen distinta presión atmosférica.

En los mapas de isobaras aparecen centros de altas presiones en donde la presión disminuye desde el centro a los bordes; a este descenso se denomina **gradiente de presión**. Estos gradientes existen siempre de altas a bajas presiones, y será la fuerza que desplazará a las masas de aire originando el viento (Fig. 5.1. y Fig. 5.2.).

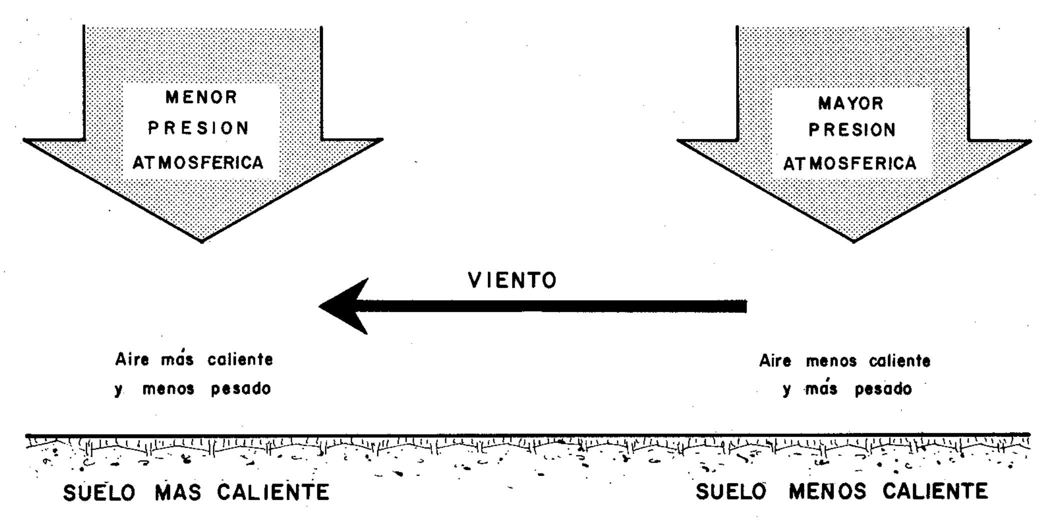


Fig. 5.1. El gradiente de presión y el viento.
(De Fuentes Yagüe, J.L, Mundi-Prensa, 1989).

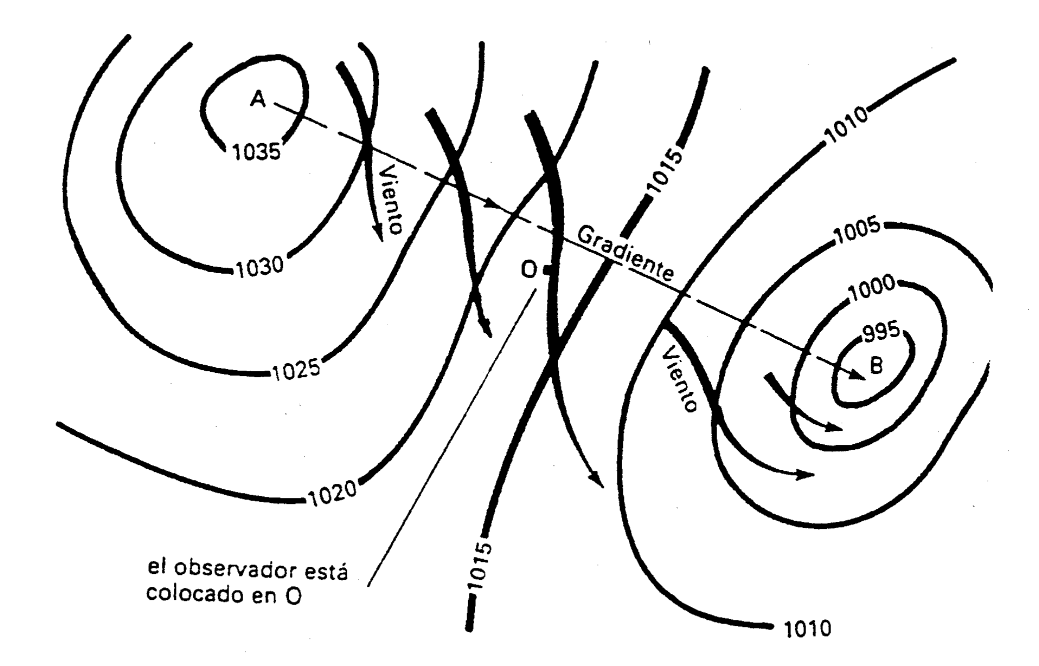


Fig. 5.2. Desplazamiento de las masas de aire por acción del gradiente de presión.

Si las isobaras están muy juntas, el gradiente es grande y los cambios de presión son elevados en una distancia pequeña, originando vientos fuertes. Si las isobaras están muy separadas el gradiente es pequeño y se originarán vientos débiles.

El viento es por tanto, un desplazamiento de aire provocado por la diferencia de presión de un lugar a otro. Viene definido por su dirección y velocidad.

La dirección del viento se refiere a los distintos rumbos de la rosa de los vientos. Las direcciones aparecen dividiendo los cuadrantes mediante su bisectriz. En la rosa completa la dirección se nombra indicando primero el nombre más simple y después el más complejo (Fig. 5.3.).

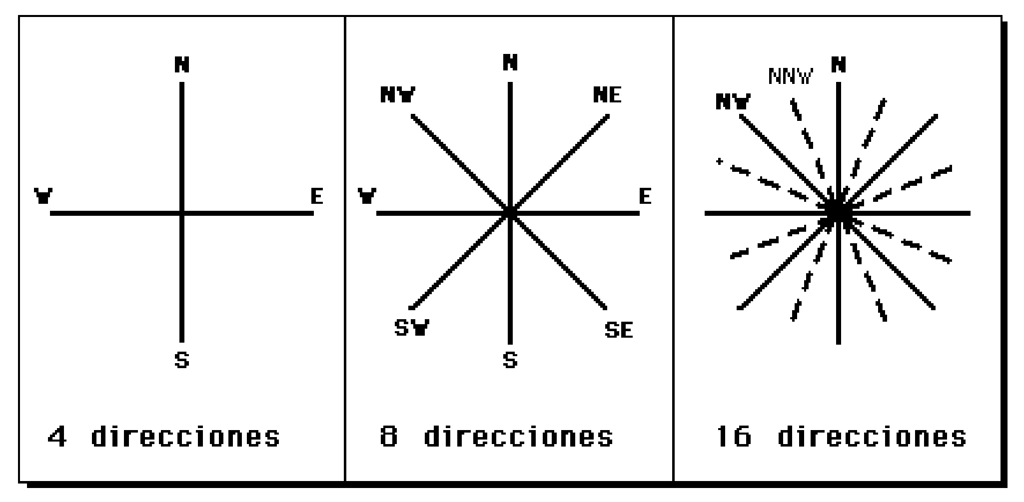


Fig. 5.3. La rosa de los vientos.

La velocidad del viento tiene efectos muy conocidos. El cálculo de estructuras ha de hacerse de acuerdo con la velocidad de los vientos dominantes; son especialmente sensibles los paneles de señalizaciones y anuncios así como los muros de poco espesor.

La instalación de plantas industriales, en especial los situados en las inmediaciones de aglomeraciones humanas, así como la elección de los asentamientos para los vertederos de

residuos sólidos han de hacerse también teniendo en cuenta la dirección de los vientos dominantes. Estas normas son muy importantes a efectos de contaminación.

La acción del viento sobre determinados cultivos puede amortiguarse mediante las barreras cortavientos.

5.2. Fuerzas que intervienen en la dirección del viento

El aire se calienta más en el ecuador que en los polos. Si la tierra estuviera inmóvil, el aire caliente y poco denso del ecuador se elevaría a las capas altas de la atmósfera y se dirigiría hacia los polos. Este aire, a nivel de la superficie terrestre sería sustituido por el aire frío y denso de los polos que se dirigiría hacia el ecuador. La tierra estaría siempre sometida a corrientes de aire frío polar.

El movimiento de la tierra modifica esta doble circulación del aire ya que al girar alrededor de su eje, de oeste a este, origina una fuerza desviatoria del viento llamada **fuerza de Coriolis**. Esta fuerza es perpendicular al movimiento del aire originado por el gradiente de presión e irá cambiando su dirección hasta convertido en un movimiento paralelo a las isobaras.

Estos cambios de dirección se llevarán a cabo según la ley de Ferrel cualquier fluido que se mueva horizontalmente en el hemisferio norte tiende a ser desviado hacia la derecha en su trayectoria; en el hemisferio sur será desviado hacia la izquierda.

A este viento se le llama **viento geostrófico** y sólo se da en capas muy altas de la atmósfera (Fig. 5.4.).

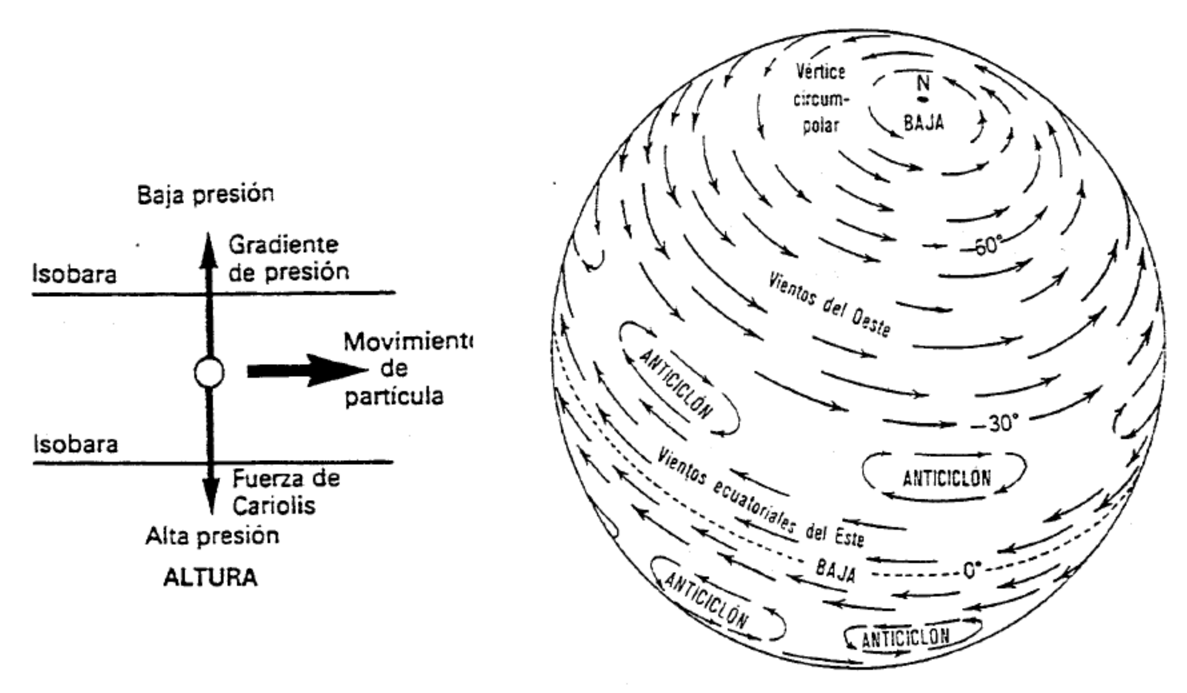


Fig. 5.4. Viento geostrófico.
(De A.N. STRAHLER, *Geografía Física*, Omega, Barcelona, 1989).

Este equilibrio geostrófico se puede modificar de dos maneras:

- Cuando el viento gira alrededor de un ciclón o anticiclón de radio pequeño.

  En estas ocasiones hay que tener en cuenta la fuerza centrífuga que facilitará la salida del aire de los anticiclones y dificultará la entrada en borrascas, acumulándose el aire en sus proximidades y aumentando su velocidad.

- Por la existencia de una fuerza de rozamiento en las proximidades de la superficie terrestre (hasta 9000 m), en sentido contrario al movimiento del aire (Fig. 5.5. a y b).

En ambos casos el viento geostrófico es modificado y el aire saldrá no paralelo a las isobaras sino con una dirección oblicua en el hemisferio norte el hemisferio norte y con un movimiento en el interior de la zona de altas presiones en sentido de las agujas del reloj (rotación anticiclónica) que se dirigirá a la zona de bajas presiones, en donde girará en sentido contrario a las agujas del reloj (rotación ciclónica). En el hemisferio sur la situación será la inversa (Fig. 5.6).

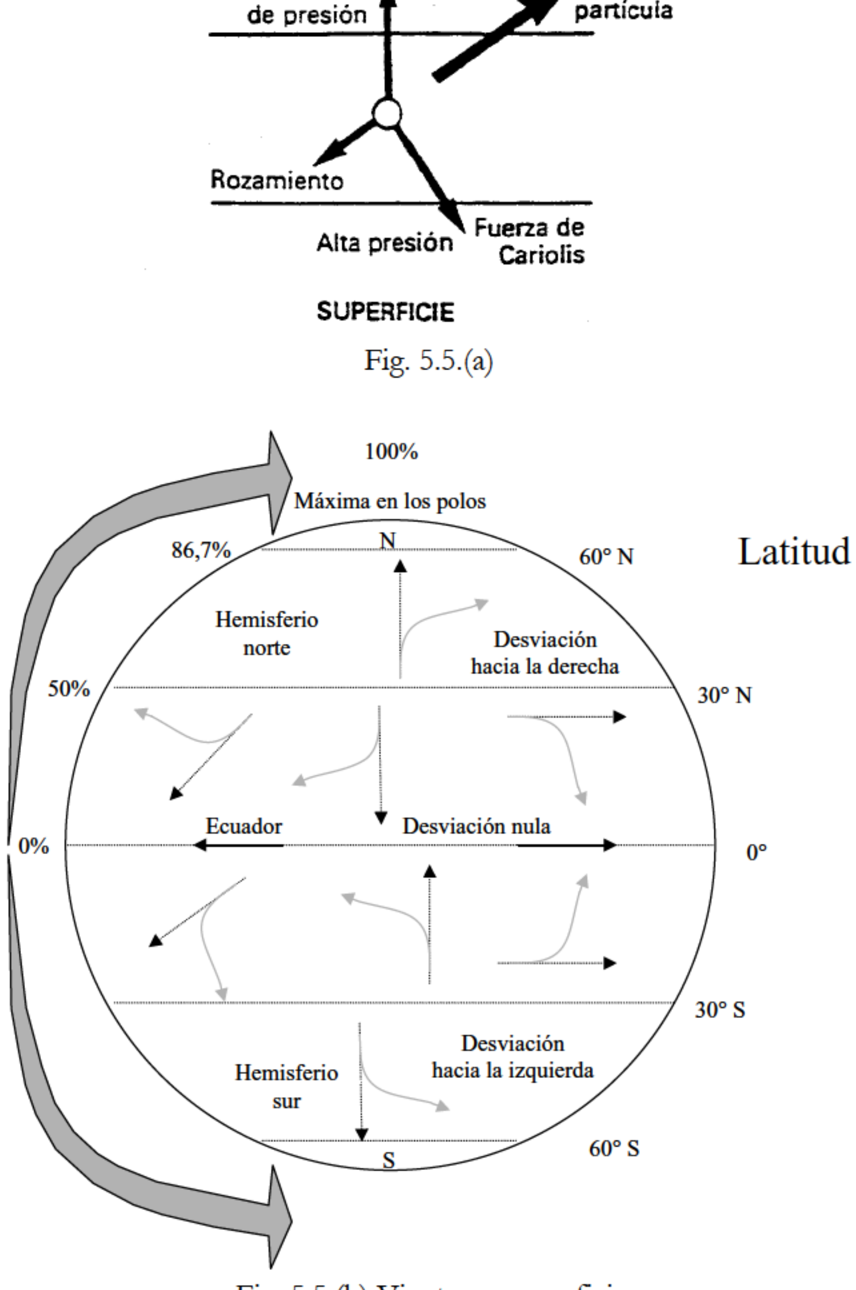


Fig. 5.5.(a)

Fig. 5.5.(b) Viento en superficie.

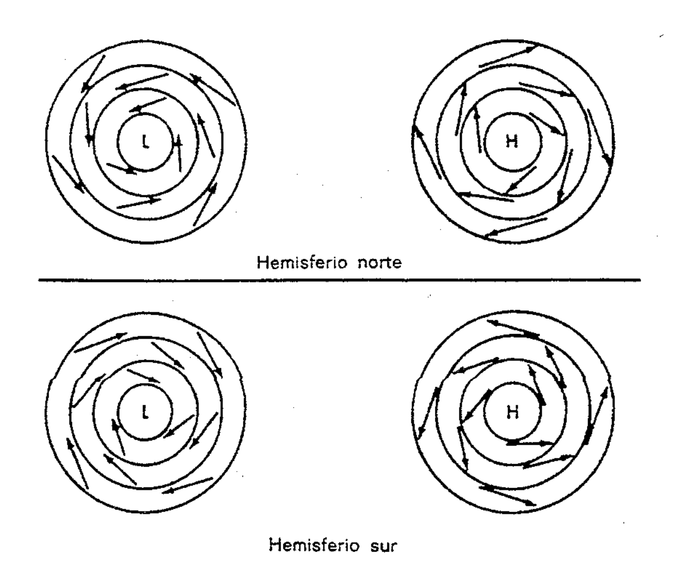


Fig. 5.6. Flujo ciclónico y anticiclónico respectivamente junto a la superficie terrestre.

5.3. Clasificación de los vientos

Según la regularidad con que soplen podemos clasificarlos en:

- **Vientos persistentes**

  Son los que se forman con más o menos regularidad, soplando siempre en la misma dirección.

  Según la extensión a la que afectan se puede hablar de vientos locales o regionales y de vientos globales.

  Los primeros afectan a regiones más o menos extensas y están generados bajo los inmediatos efectos de las condiciones del terreno. Son las brisas y los vientos regionales.

  Los segundos afectan a grandes extensiones de la tierra y forman parte de la circulación general de la atmósfera. Son los vientos del oeste, los alisios, etc.

- **Vientos episódicos**

  Estos vientos se forman esporádicamente y soplan en cualquier dirección. Las depresiones y los anticiclones dan lugar a los vientos episódicos que se originan en cualquier momento y en cualquier lugar, soplando en cualquier dirección.

5.4. Brisa de mar y de tierra

Durante el día la tierra se calienta más que el agua y el aire que está en contacto con la superficie terrestre en las costas se calienta. Al aumentar su temperatura se hace menos denso y asciende a capas más altas al mismo tiempo que otro aire más fresco, procedente del mar ocupa su lugar. Por otra parte, el aire caliente a medida que asciende se enfría y al disminuir su temperatura se hace más denso y baja a ocupar el sitio que antes ocupaba el aire procedente del mar.

Durante la noche el mar mantiene una temperatura más elevada que la tierra por su mayor calor específico. El aire que está en contacto con la superficie del mar cercana a las costas se calienta y sube ocupando su lugar otra masa de aire más fresco procedente de la tierra (Fig. 5.7.).

De esta manera, durante el día sopla una brisa fresca procedente del mar (brisa marina) y durante la noche otra que procede de la tierra (brisa de tierra). A estas brisas frescas superficiales corresponden otras corrientes cálidas en sentido opuesto, en capas más altas.

Estas brisas son tanto más rápidas y de mayor alcance cuanto más cálido sea el clima y mayor sea la diferencia de temperaturas. En zonas templadas pueden alcanzar velocidades de 12-20 Km/h penetrando hacia la costa hasta unos 15 Km.

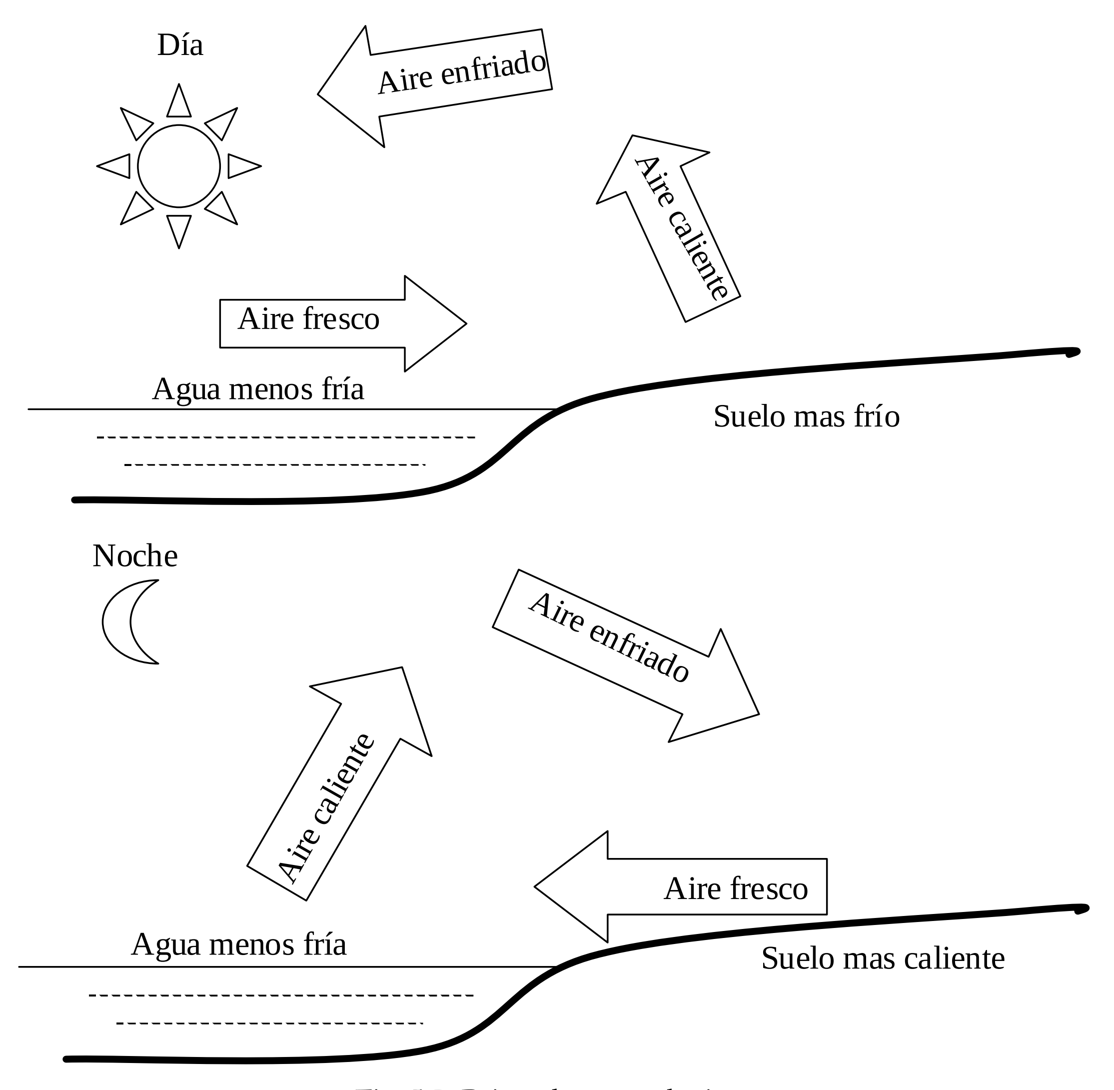


Fig. 5.7. Brisas de mar y de tierra.

5.5. Brisa de montaña y de valle

Durante el día las montañas se calientan antes que los valles, y el aire en contacto con ellas se calienta y se eleva, ocupando su lugar otro aire más fresco procedente de los valles.

Durante la noche ocurre lo contrario: las montañas se enfrían antes que los valles y el movimiento del aire tiene lugar en sentido inverso (Fig. 5.8.).

De esta manera, durante el día una brisa fresca sube de los valles hacia la montaña (brisa de valle) a nivel superficial, mientras que durante la noche, la brisa fresca baja de las montañas a los valles (brisa de montaña).

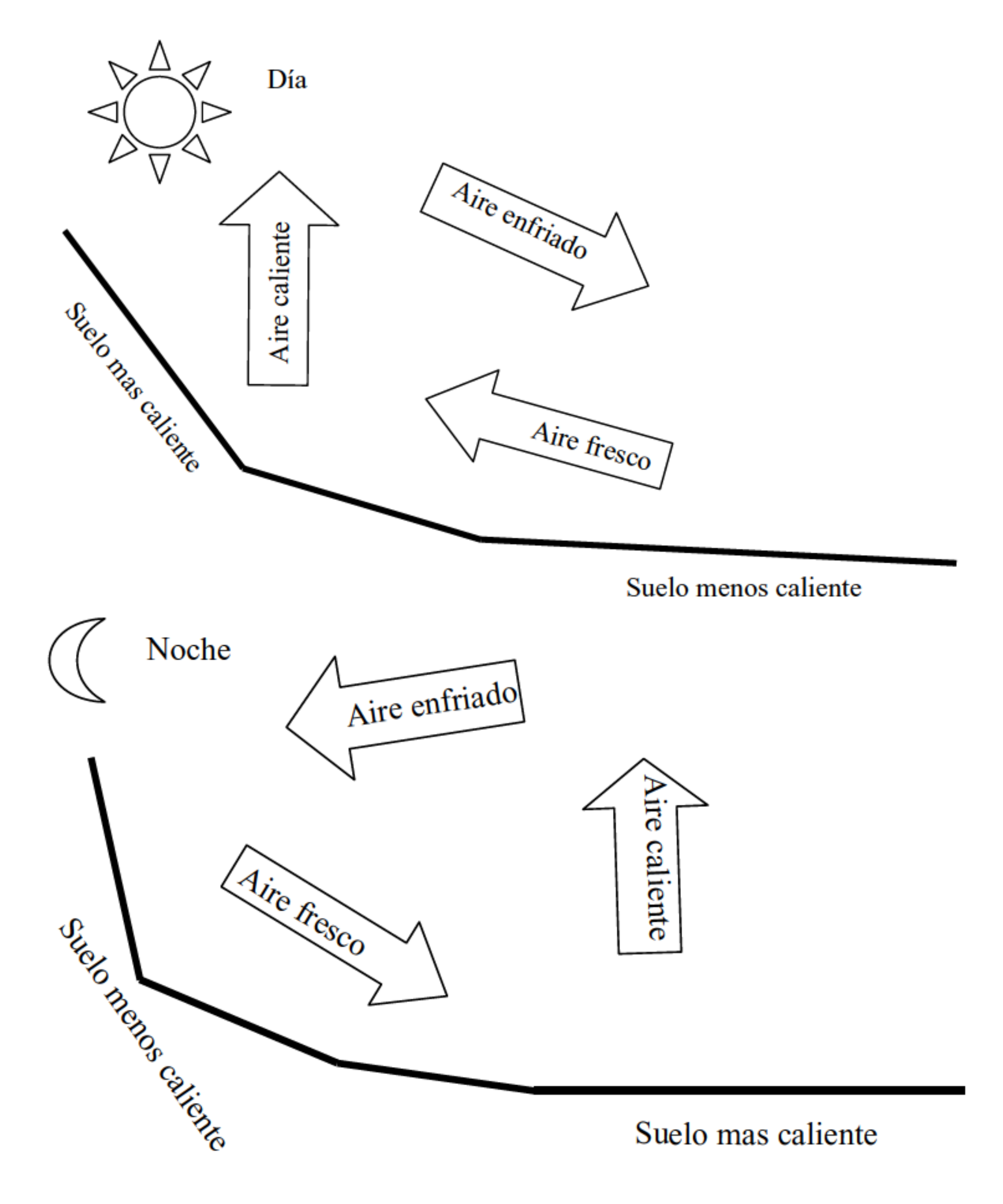


Fig. 5.8. Brisa de montaña y de valle.

5.6. Vientos regionales

Estos vientos aparecen como consecuencia de la combinación de la circulación general atmosférica y del relieve de determinadas regiones.

Los principales vientos que soplan en nuestro país son los siguientes (Fig. 5.9.):

- **Cierzo**: Viento frío y seco del oeste y noroeste. Sopla en el Valle del Ebro, siendo sus direcciones también dominantes en La Rioja.
- **Bochorno**: Viento cálido y húmedo del este. Es un viento dominante en el Valle del Ebro y por lo tanto en La Rioja.
- **Galerna**: Viento húmedo del noroeste. Sopla en temporales del Cantábrico.
- **Levante**: Viento del este. Es frecuente en la Costa Mediterránea.
- **Abrego**: Viento húmedo del suroeste. Sopla sobre Extremadura y Castilla-La Mancha.
- **Lebeche**: Viento cálido y seco del sureste. Sopla en el litoral de Levante. El aire que arrastra, procedente del Sáhara, suele llevar polvo y arena en suspensión.

- **Tramontana**: Viento frío del norte. Sopla en Cataluña y en Baleares. En el Valle del Ródano recibe el nombre de mistral.
- **Gallego**: Viento fresco y húmedo del noroeste. Sopla en la meseta del Duero.
- **Solano**: Viento cálido y seco del este. Sopla en Extremadura y Castilla-La Mancha.

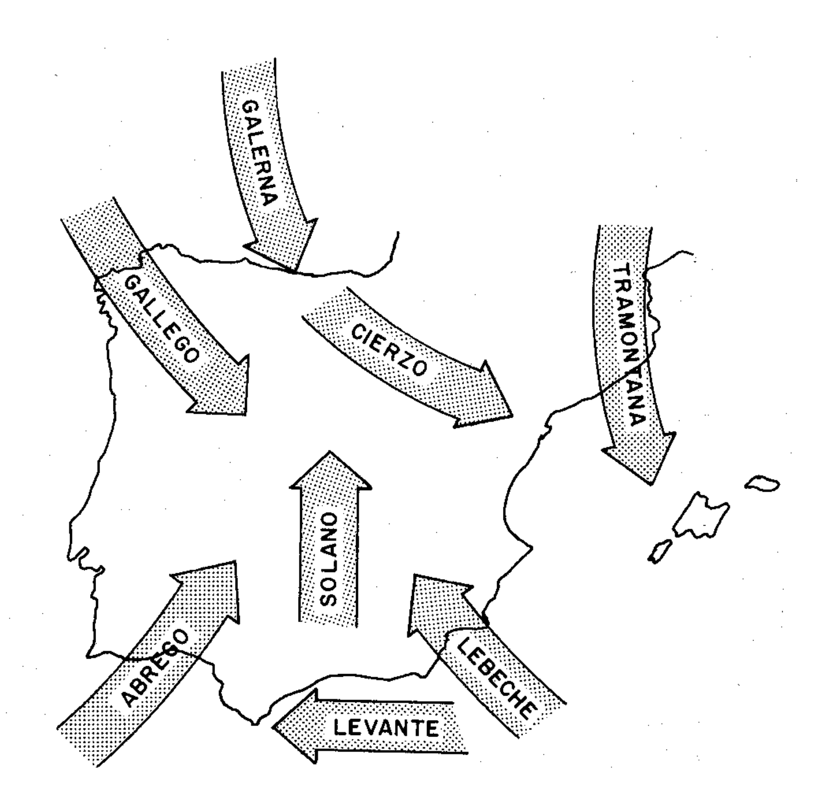


Fig. 5.9. Principales vientos de España.
(De Fuentes Yagüe, J.L, Mundi-Prensa, 1989).

5.7. Vientos a escala planetaria

La distribución de los cinturones de presión nos habla de la distribución de los vientos. Podemos distinguir tres zonas de vientos persistentes y globales (Fig. 5.10.):

- **Vaguada ecuatorial de bajas presiones**
  - Esta zona está situada entre 5º norte y 5º sur de latitud.
  - En ella no hay vientos dominantes en superficie, sino una distribución equilibrada de las direcciones de los vientos. En ella la calma prevalece 1/3 del tiempo, interrumpida por alguna tormenta.
  - El intenso calentamiento del sol que sufre esta zona hace que el aire húmedo se divida dando lugar a corrientes de convección, subiendo aire caliente y bajando el frío.
- **Cinturón de vientos alisios**
  - Abarcan la zona entre 5º-30º norte y sur. Resultan del gradiente de presión que va desde el cinturón subtropical de altas presiones hasta la vaguada ecuatorial de bajas presiones.
  - En el hemisferio norte el aire se mueve hacia el ecuador soplando hacia el suroeste, desviado por la fuerza de Coriolis. Son los alisios del Noreste.
  - En el hemisferio sur se mueven hacia el ecuador soplando hacia el noroeste. Son alisios del sureste.

  - Estos vientos se caracterizan por su regularidad y la constancia de su dirección. Son favorables para la navegación marítima y aérea. En ciertos lugares producen borrascas tropicales.
  - Los alisios están muy desarrollados en el océano Atlántico y Pacífico; en el Indico están más desordenados por la proximidad del continente asiático.
- **Cinturón subtropical de vientos variables y calmas**
  - Esta zona está situada en latitudes de 30º-35º, donde divergen los alisios y los vientos del oeste. Entre ambos se encuentra una zona de calma y estabilidad, el cinturón subtropical de altas presiones.
  - Predomina un tiempo bueno y despejado con calmas la cuarta parte del tiempo. Hay tendencia a la sequía y por este motivo en esta zona se sitúan la mayor parte de los desiertos del mundo.
- **Cinturón de vientos del oeste o también llamados vientos dominantes del oeste**
  - Están situados en latitudes entre 40º-60º norte y sur. Se mueven desde los cinturones de altas presiones hasta los centros de bajas presiones subpolares, en función del gradiente de presión creado.
  - Estos vientos son fuertes y frecuentes. Soplan en cualquier dirección pero predominando la oeste. En el hemisferio norte sufren desorganizaciones por la presencia de las grandes masas continentales.
- **Cinturón de vientos polares**
  - Son los vientos situados a más de 60º de latitud. Se mueven hacia los centros de bajas presiones subpolares.

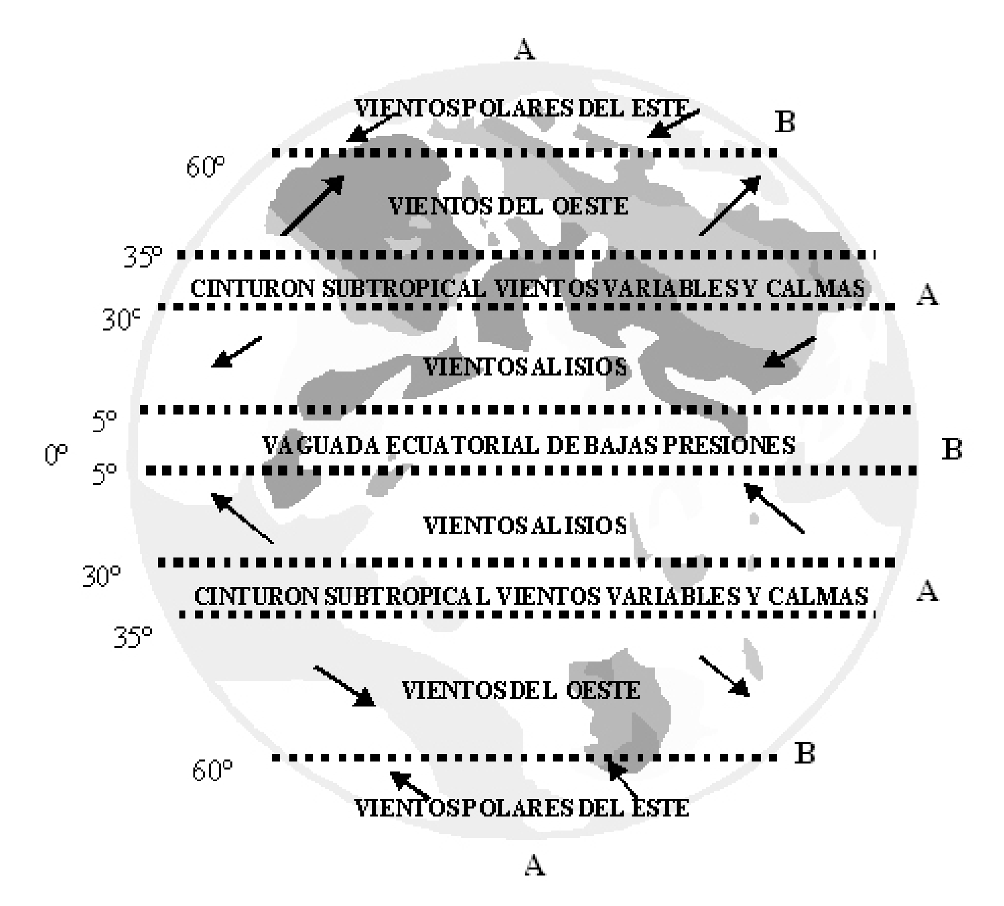


Fig. 5.10. Vientos a escala planetaria.

5.8. Aparatos de medida. Unidades

Veleta: mide la dirección y la transmite eléctricamente a un indicador.

Anemómetro: mide la velocidad del viento.

Anemógrafo: registra la dirección, la velocidad y el recorrido del viento.

Unidades: En el Sistema Internacional la velocidad se mide en m/s, aunque en la práctica se emplea el Km/h. En navegación aérea y marítima se utiliza el nudo, siendo sus equivalencias las siguientes:

1 m/s = 3,6 Km/hr

1 nudo = 1.852 Km/hr

5.9. Circulación general atmosférica

Para equilibrar las diferencias térmicas y de presión que existen sobre la superficie de la tierra, existen corrientes de aire, vientos y corrientes marinas, que en su conjunto constituyen la circulación general de la atmósfera.

La circulación general es por tanto un mecanismo mediante el cual son redistribuidas la energía, el momento cinético y el vapor de agua, para que el régimen climatológico sea estacionario. Si no se cumplieran estas tres exigencias unas zonas se calentarían y otras se enfriarían sistemáticamente, la rotación del planeta se vería afectada y el vapor de agua se acumularía en unas zonas y tendería a desaparecer de otras.

En concreto:

Al hablar de la radiación hemos visto que las zonas intertropicales tienen un balance de la radiación positivo a diferencia de los casquetes polares que lo tienen negativo.

Por otra parte, la temperatura media anual de cada punto de la superficie terrestre permanece sensiblemente constante y esto quiere decir que existe algún mecanismo que asegura el transporte del calor sobrante en determinadas zonas hacia los puntos más deficitarios.

Una parte del calor es transportado por el aire en forma de calor sensible y otra parte en forma de calor latente por el vapor de agua que las corrientes atmosféricas arrastran.

Partiendo de este punto de vista aparece el primer esquema de circulación general, que consiste en un sistema convectivo térmico: la tierra se considera como una esfera homogénea e inmóvil, con una atmósfera sin vapor de agua.

El aire del ecuador se calienta mucho más que el aire de los polos. Si la tierra permaneciera inmóvil ocurriría que el aire que esté en contacto con la superficie del ecuador, al calentarse mucho, se elevaría a capas más altas, siendo sustituido por otro más fresco procedente de los polos. Se originaría una doble circulación de aire: del ecuador hacia los polos en las capas altas, y de los polos hacia el ecuador en las capas bajas.

Tendríamos una circulación puramente convectiva y una tierra inmóvil y sin vapor de agua.

El segundo esquema de la circulación general de la atmósfera tiene en cuenta el movimiento de rotación de la tierra.

Si no hubiese forma de contrarrestar este movimiento, la velocidad de rotación aumentaría indefinidamente a expensas de la energía suministrada por la irradiación solar y esto no es así.

El movimiento de rotación origina la llamada fuerza de Coriolis que modifica la trayectoria de los vientos, de tal manera que se desvían hacia la derecha los vientos del hemisferio norte y hacia la izquierda los vientos del hemisferio sur. Por esto la circulación general de la atmósfera no es sólo meridiana sino que hay vientos paralelos al ecuador y en sentido contrario de la rotación.

Como consecuencia de las desviaciones que experimentan los vientos que salen del ecuador y de los polos, se originan en cada hemisferio terrestre, tres ciclos cerrados de movimientos de

aire: uno de aire caliente en las latitudes cercanas al ecuador, otro de aire frío en las latitudes cercanas a los polos, y otro de aire templado en las latitudes intermedias. Vemos, por tanto, que la circulación atmosférica en todo el globo da lugar, en cada hemisferio, a tres regiones climáticas claramente diferenciadas: caliente, templada y fría (Fig. 5.11.).

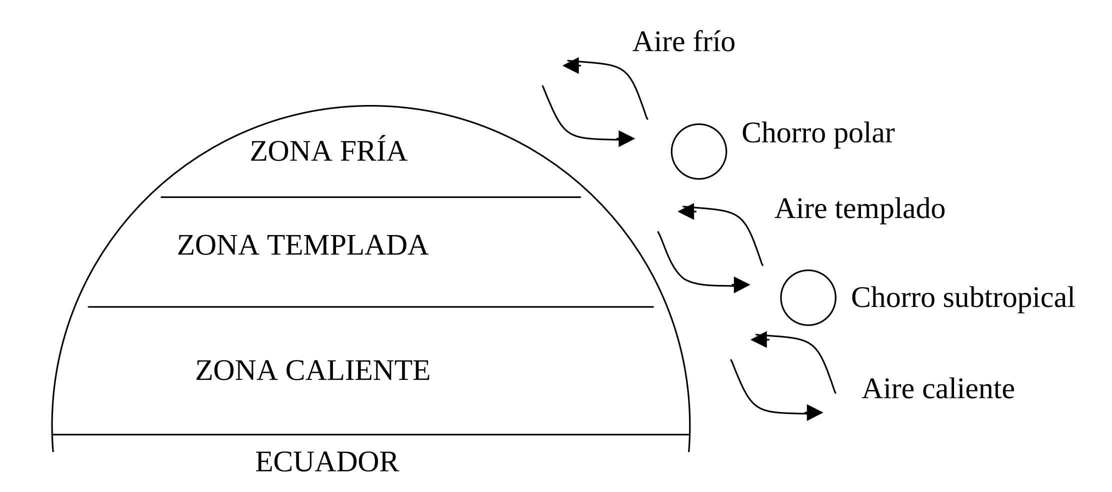


Fig. 5.11. Ciclos cerrados del movimiento del aire.

En las zonas que separan el aire caliente del templado, y el templado del frío se sitúan las corrientes en chorro, que son como unos ríos de viento muy fuerte que rodean la tierra, circulando de oeste a este a una altura de unos 10.000 metros. En cada hemisferio hay dos corrientes en chorro: el chorro polar y el chorro subtropical, que separan, respectivamente, el aire frío, el aire templado y el aire caliente.

Antes de pasar adelante, hay que señalar una tercera condición, que hay que exigir a cualquier modelo de circulación general y es el balance hídrico.

La evaporación supera a la precipitación en la zona intertropical, mientras que ocurre lo contrario en latitudes medias. Es, por tanto, necesario que el vapor sobrante de un lado sea transportado a otro para la debida compensación y de este transporte se encarga la circulación general.

Además no se puede dejar de considerar un factor de disimetría muy importante: la distribución de tierras y mares, que va a influir decisivamente en la circulación general de la atmósfera, de forma que los cinturones de presión en determinados momentos y lugares, dejan de ser continuos.

Los cinturones subtropicales de altas presiones resultan anticiclones cerrados sobre los océanos, cosa muy distinta de un anillo anticiclónico continuo. Estos se centran en los océanos y se desarrollan y avanzan en latitud desde el inicio del verano y durante todo él (julio en el hemisferio norte y enero en el hemisferio sur).

Como estos anticiclones están desplazados al este de los océanos, junto a las costas oeste de los continentes, sobre ellas, el aire es estable, sin movimientos verticales, y por tanto sin lluvias. Esta es la causa de que al oeste de los continentes y en estas latitudes aparezcan zonas desiertas y esteparias (desiertos del Sáhara, de Nuevo México, de Namibia, o el Chileno-peruano).

En las costas orientales, a igual latitud, el anticiclón oceánico está ya lejos y el aire que llega a ellas procedente de este anticiclón, por su largo recorrido sobre el mar, se ha inestabilizado al cargarse de humedad, produciendo copiosas lluvias cuando llega a las costas.

Así:

Sobre los polos tenemos una zona de altas presiones: el aire frío y pesado se acumula bajando desde las capas altas, abandonando el casquete polar al ras del suelo; empieza a funcionar

la fuerza desviadora de Coriolis y la masa de aire que sale da lugar a los vientos polares del nordeste en el hemisferio norte y a los del sureste en el hemisferio sur.

Estos vientos cuando a fuerza de alejarse del polo se han calentado lo suficiente ascienden y vuelven al polo a través de las capas altas de la atmósfera como viento del suroeste en el hemisferio norte y del noroeste en el hemisferio sur; sobre el polo desciende y se cierra el ciclo.

Alrededor de los 60º de latitud se sitúa una zona de bajas presiones festoneando el frente polar. A esta zona acuden los vientos polares del nordeste por un borde y los tropicales del suroeste por el borde opuesto en el hemisferio norte. En el hemisferio sur los vientos polares son del sureste y los tropicales del noroeste.

Hacia los 30º de latitud tenemos una zona de altas presiones. De ella salen los vientos del suroeste hacia las zonas templadas y los del nordeste hacia la región ecuatorial: son los vientos tropicales del suroeste y los alisios del nordeste (en el hemisferio norte). En el hemisferio sur saldrían los tropicales del noroeste y los alisios del sureste.

Los vientos de la zona templada tienen una marcada componente del oeste en ambos hemisferios y por esto a la zona templada se le llama la zona de los ponientes.

Esta zona templada (30º-60º) está situada entre los límites en los que el aire del polo empieza su ascenso y el aire del ecuador su descenso. Su aire es más caliente que el polar y más frío que el subtropical, razón por la que se la llama zona templada.

En la zona de convergencia de los alisios del nordeste (hemisferio norte) y del sureste (hemisferio sur) se sitúa la zona de calmas ecuatoriales, sin vientos superficiales y con fuertes corrientes verticales ascendentes que originarán nubes de desarrollo vertical y fuertes tormentas ecuatoriales. Es también llamada zona de convergencia intertropical por converger los alisios de los dos hemisferios.

Hay otras dos zonas de calmas: la zona de convergencia de alisios y vientos del oeste, caracterizada por corrientes descendentes que impiden la formación de sistemas nubosos y de sus consecuencias, las precipitaciones, dando lugar a zonas áridas; y la de convergencia de vientos polares y del oeste alrededor del paralelo 60º.

TEMA 6
LA HUMEDAD ATMOSFÉRICA

6.1. Definición y origen. Índices de humedad

La humedad atmosférica hace referencia a la cantidad de vapor de agua contenido en la atmósfera. Ocupa un pequeño volumen de ésta (menos del 2% del total) pero es el componente más importante desde el punto de vista climático.

Con esta variable comenzamos el estudio del ciclo hidrológico caracterizado por sus tres fases: evaporación, condensación y precipitación. La entrada del vapor de agua en el aire atmosférico se realiza a través de los procesos de evaporación de aguas superficiales, del agua de los suelos y de la transpiración de las plantas. La salida se lleva a cabo a través de las precipitaciones líquidas y sólidas.

Se llama humedad absoluta a la cantidad de vapor de agua contenida en un volumen de aire (g/m^3).

Por humedad relativa se entiende el cociente entre la cantidad de vapor de agua contenido en la atmósfera y la máxima que podría contener (%). Esta medida debe referirse a una temperatura, ya que todo descenso de ésta, aunque no se añada vapor de agua, se traducirá en un aumento de la humedad relativa, por disminuir la capacidad de la atmósfera para contener vapor de agua. A su vez todo aumento de temperatura se traducirá en una disminución de humedad relativa por aumentar la capacidad de la atmósfera para contenerla.

6.2. El rocío, la escarcha y la niebla

El **rocío** y la **escarcha** son dos formas de condensación del exceso de vapor de agua aparecido como consecuencia de la irradiación nocturna y del consecuente enfriamiento de la capa de aire que está en contacto con la superficie terrestre.

Una vez sobrepasado el punto de saturación, el exceso de vapor se deposita en forma de gotas de agua sobre los objetos fríos dando lugar al rocío.

En el caso en el que exista viento relativamente fuerte no se formará ni rocío ni escarcha, aunque se den el resto de las condiciones.

Este fenómeno es típico al anochecer y durante las madrugadas asociadas a cielos despejados y vientos encalmados. A la temperatura que pasa el vapor de agua a estado líquido se le llama **"temperatura de rocío"**.

La cantidad de rocío formado dependerá de dos factores:

- Humedad del aire

  Cuanto mayor sea la cantidad de humedad que posea el aire, mayor cantidad de rocío se formará.

- El enfriamiento del aire

  La temperatura del aire que rodea a los objetos depende de la temperatura de estos objetos.

  En noches despejadas de invierno las plantas u otros objetos pueden tener una temperatura de 5 o más grados por debajo del aire circundante. En este caso se dan las condiciones idóneas para que se forme el rocío.

En cuanto a la cantidad de rocío formado, los máximos depósitos registrados en 24 horas suelen ser del orden de 0,1-0,3 mm. La cantidad anual no sobrepasa los 40-50 mm.

La escarcha se forma en las mismas condiciones señaladas pero siempre que el enfriamiento nocturno sea muy acusado con temperaturas inferiores a los 0ºC. En este caso, el vapor de agua que se deposita sobre las superficies frías es en forma de cristales de hielo.

La cencellada se forma cuando el exceso de vapor de agua se deposita en forma de gotas de rocío que posteriormente se hielan. Se llama también rocío blanco.

La **niebla** es una nube estratificada situada a nivel del suelo. Aparece como consecuencia de un incremento de la condensación por enfriamiento del aire en metros. Reduce considerablemente la visibilidad, mucho más en sentido horizontal que en vertical. Su presencia se delata cuando los objetos dejan de verse con nitidez a distancias inferiores a 1 Km.

Si el límite de la visibilidad horizontal está comprendida entre 1 y 2 Km se dice que hay **neblina** y **calima** cuando este límite oscila entre 2 y 10 Km.

En determinados lugares y en determinadas circunstancias las denominadas precipitaciones ocultas (rocío, escarcha, niebla) tienen interés en agricultura.

6.3. Efecto Foëhn

Cuando una masa de aire templado y húmedo incide sobre una montaña, al ir ascendiendo a barlovento se enfría siguiendo un gradiente adiabático seco; el aire se satura y se produce nubosidad y precipitaciones. En la cima tendremos un aire frío y saturado que ha perdido parte de su vapor de agua.

En el descenso a sotavento, el aire se calienta llegando la masa de aire templada y húmeda como un aire cálido y seco; su humedad relativa es muy baja, por elevarse el punto de saturación al aumentar la temperatura (Fig. 6.1.).

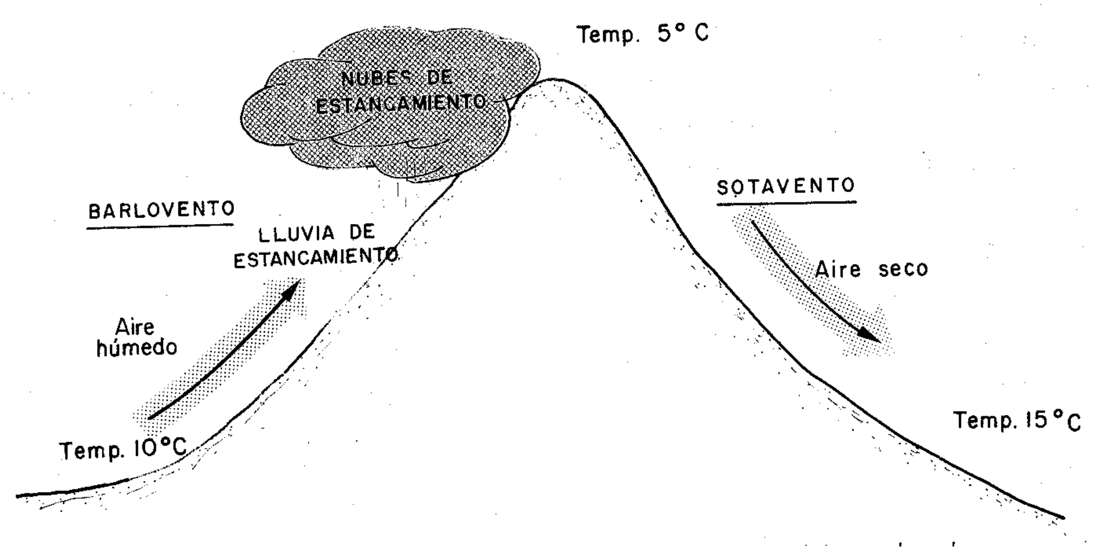


Fig. 6.1. Efecto Foëhn.
(De Fuentes Yagüe, J.L, Mundi-Prensa, 1989).

Este tipo de viento puede provocar a sotavento una serie de efectos como:

- deshielos

- asurados
- aplanamiento y excitación en seres humanos y animales.

Este fenómeno recibe el nombre de **efecto Foëhn**. Se estudió por primera vez en las regiones alpinas de Baviera y Tirol. Este mismo fenómeno genera al este de las Montañas Rocosas un viento racheado muy cálido denominado Chinook.

Otros casos similares de efecto Foëhn son el levante de Cádiz después de remontar la serranía de Ronda y el viento sur del Cantábrico que llega cálido y seco a la costa después de atravesar la Cordillera Cantábrica (Fig. 6.2. y 6.3.).

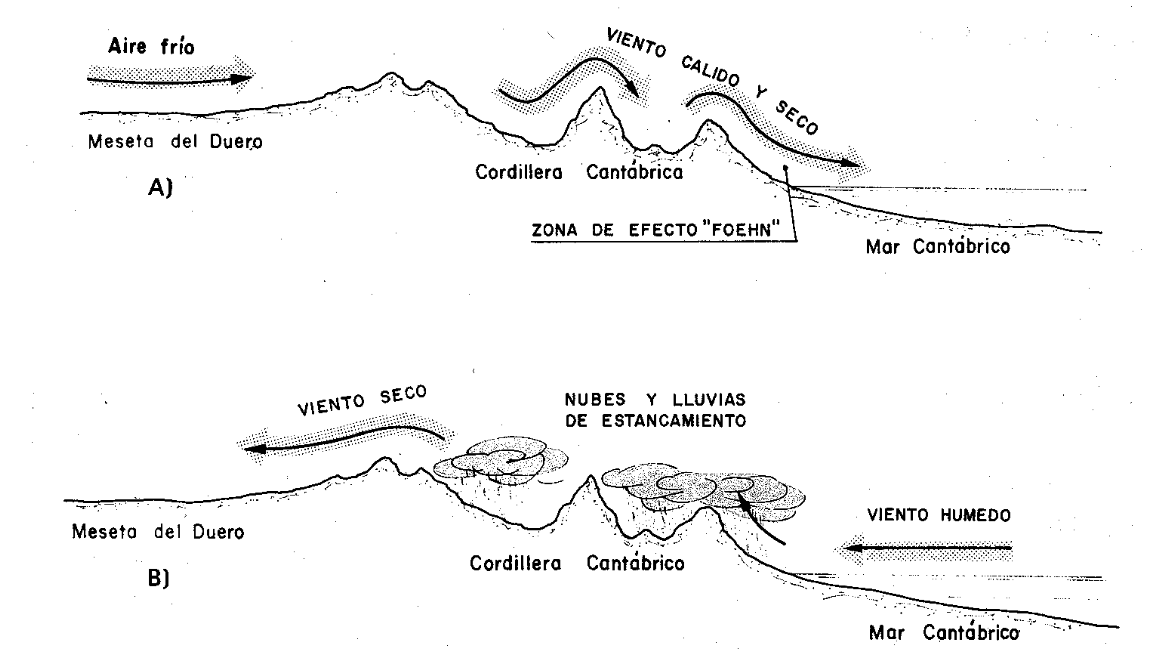


Fig. 6.2. Efecto Foëhn en la costa Cantábrica
(De Fuentes Yagüe, J.L, Mundi-Prensa, 1989).

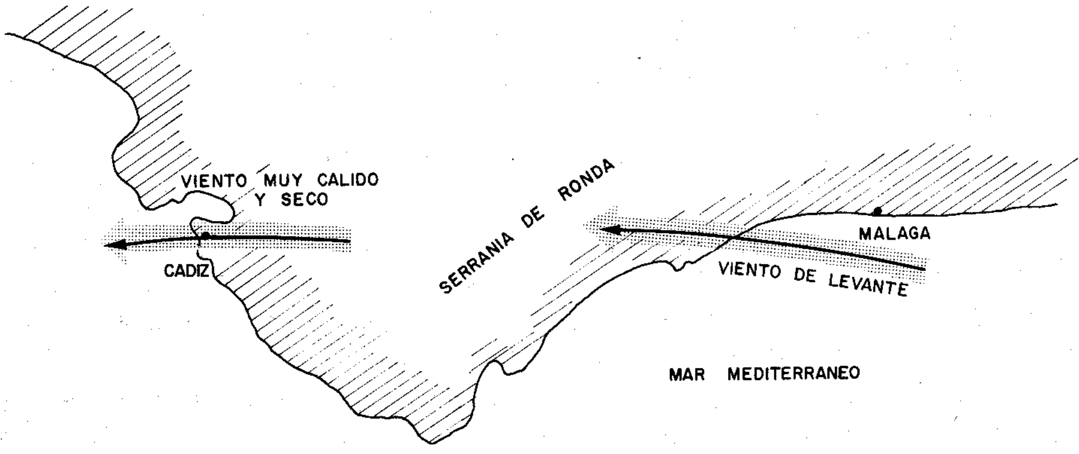


Fig. 6.3. Efecto Foëhn en la Serranía de Ronda
(De Fuentes Yagüe, J.L, Mundi-Prensa, 1989).

6.4. Aparatos de medida y unidades

Psicrómetro: determina la humedad.

Higrógrafo: registra los distintos valores de humedad.

Unidades:

g/m^3 humedad absoluta.

% humedad relativa.

TEMA 7
NUBOSIDAD Y PRECIPITACIÓN

7.1. Formación de las nubes

Una nube es un conjunto de diminutas gotas de agua o de cristalitos de hielo, o de ambas cosas, que están en suspensión en la atmósfera.

Estas gotas pequeñas pueden permanecer en estado líquido a temperaturas muy inferiores al punto de congelación. Desde 0ºC hasta -12ºC las nubes están formadas por pequeñas gotas de agua; entre -12ºC y -30ºC están formadas por gotas de agua y cristales de hielo y sólo a partir de -30ºC predominan los cristales de hielo.

La condensación del vapor de agua se produce habitualmente sobre partículas microscópicas de polvo, sales, etc., llamadas **núcleos de condensación**. Estas partículas son higroscópicas y favorecen la condensación aún antes de haber llegado a la saturación. A las partículas que originan núcleos de cristales de hielo se les llama **núcleos de sublimación**.

La condensación puede estar provocada por cualquier proceso atmosférico que produzca un enfriamiento:

- El ascenso de una masa de aire (por calentamiento de la superficie terrestre, sobrepasar una montaña, etc.).
- La mezcla de masas de aire con diferente temperatura.
- Por contacto con una superficie más fría (nieblas de irradiación, rocío, escarcha, etc.).

Todos estos procesos provocan un enfriamiento de la masa de aire, haciendo que baje su punto de saturación y que se condense el vapor de agua sobre los núcleos de condensación.

7.2. Tipos de nubes

Existen distintos criterios de clasificación de las nubes. Según la altura a la que se formen sus bases tenemos cuatro familias:

- **Nubes altas**: se forman a unos 6000 m de altura.
- **Nubes medias**: se forman entre 2000 y 6000 m.
- **Nubes bajas**: hasta una altura de 2000 m.
- **Nubes de desarrollo vertical**: nubes de gran espesor que van desde cerca del suelo hasta grandes alturas.

Según su forma se clasifican en cúmulos, estratos, cirros y nimbos (Fig. 7.1.).

- Los **cúmulos** (Cu) son nubes densas, de contornos bien delimitados, que se desarrollan verticalmente. Presentan formas redondeadas de color blanco, con aspecto algodonoso.

  Los cúmulos ordinarios suelen soldarse dando lugar a los **estratocúmulos** (Sc). Estas nubes son bajas por estar situadas sus bases como máximo a 2000 m de altura.

  Los cúmulos de gran desarrollo vertical reciben el nombre de **cumulonimbos** y son las nubes típicas de las tormentas. En su seno se producen fuertes corrientes ascendentes y descendentes y su espesor puede alcanzar los 10.000 m, cota que puede ser rebasada en

las zonas tropicales. La parte superior de estas nubes se caracteriza por tener unas protuberancias formadas por cristales de hielo (a esa altura la temperatura está por debajo de los 0ºC). Las fuertes corrientes ascendentes provocan congelaciones bruscas de las gotas de agua que frecuentemente llegan al suelo en forma de granizo.

Los **altocúmulos** (Ac) están dentro del grupo denominado de nubes medias (base aproximadamente a 3000 m).

- Los **estratos** (St) son nubes bajas y medias dispuestas en bandas horizontales, superpuestas unas a otras, formando una capa gris y uniforme.

  Las bases de estas nubes pueden estar próximas a los 3.000 m formando en este caso una capa de nubes medias llamadas Altoestratos, As.

  Este tipo de nubes suelen ir asociadas a un empeoramiento progresivo del tiempo: la capa nubosa aumenta de espesor al mismo tiempo que desciende su base, formándose los nimboestratos (Ns), nubes bajas que producen precipitaciones. Simultáneamente suele desgarrarse la masa nubosa apareciendo los estratos asociados con nimboestratos.
- Los **nimbos** son nubes grises, espesas y muy bajas que suelen producir lluvias.
- Los **cirros** (Ci) son nubes muy altas, cuyas bases están alrededor de los 6.000 m de altura. Están formadas por cristales de hielo, porque el vapor de agua a esas alturas se condensa en forma sólida.

  Estas nubes ofrecen una estructura muy característica (fibrosa o de garras).

  En ocasiones aparecen como un velo de gasa que cubre gran parte del cielo (cirroestratos, Cs), o bien en forma de bolas (cirrocúmulos, Cc). Generalmente son transparentes, pudiéndose observar la posición del sol o de la luna. Los cirroestratos pueden ir espesándose, a la vez que disminuye la altura de la base, transformándose gradualmente en altoestratos.

nubes altas	cirros	formados por cristales de hielo.
	cirrocúmulos	formados por cristales de hielo.
	cirroestratos	formados por cristales de hielo.

nubes medias	altocúmulos	formados por gotas de agua.
	altoestratos	formados por cristales de agua e hielo.
nubes bajas	estratocúmulos	formados por agua.
	estratos	formados por agua.
	nimboestratos	formados por agua, hielo o ambas cosas.
	nimbo	formados por agua.

Otro criterio utilizado para clasificar las nubes es la temperatura. Según este criterio podemos distinguir:

- **Nubes de agua:** están formadas exclusivamente por gotas de agua. Tienen contornos bien delimitados. Cuando son suficientemente espesas proyectan sombra.
- **Nubes de hielo**: están formadas exclusivamente por cristales de hielo. Sus contornos no están bien delimitados. No llegan a proyectar sombras. Tienen una apariencia de fibras deshilachadas.
- **Nubes mixtas**: están formadas por gotas de agua y de hielo.

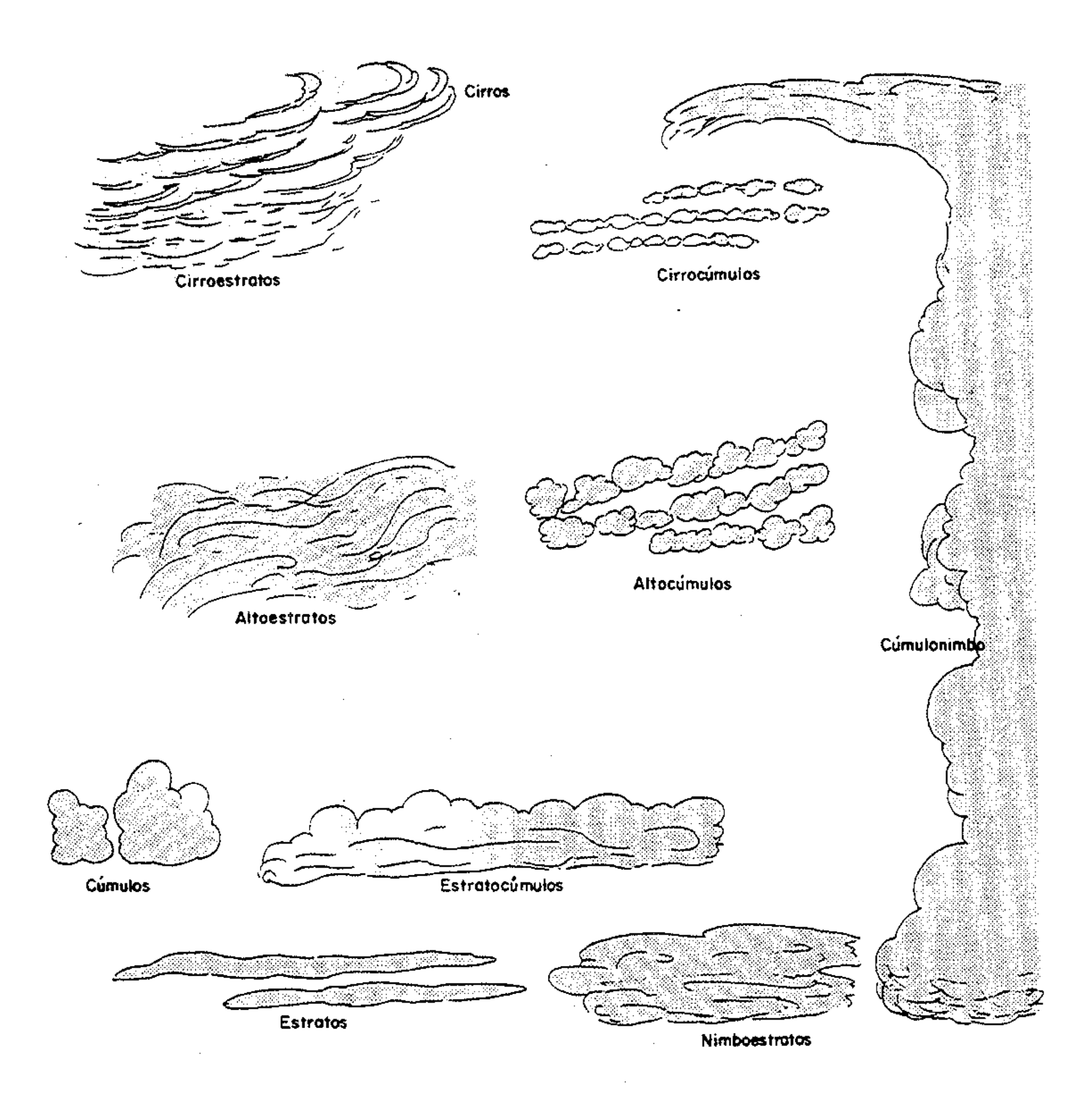


Fig. 7.1. Distintos tipos de nubes.
(De Fuentes Yagüe, J.L, Mundi-Prensa, 1989).

7.3. Proceso de formación de una precipitación. Tipos de precipitaciones

Al enfriarse una masa de aire se llevan a cabo procesos de condensación o congelación que darán lugar a la aparición de gotas de agua o de pequeños cristales de hielo; éstos irán creciendo y cuando alcancen el tamaño suficiente caerán dando lugar a la precipitación.

Las precipitaciones pueden clasificarse según distintos criterios. Según el modo con que la masa de aire alcance la altura suficiente como para enfriarse tendremos precipitaciones **ciclónicas**, **orográficas** o **por convección**.

A su vez, según el estado en el que caiga el agua podemos hablar de **precipitaciones líquidas o sólidas**. Las líquidas son la llovizna, la lluvia y el chubasco.

La **llovizna** está formada por gotas muy pequeñas (∅ < 0,5 mm), que caen lentamente. Procede de nubes densas y bajas. También es llamada sirimiri en el País Vasco, orballo en Galicia y Asturias, calabobos en Castilla, etc.

La **lluvia** se caracteriza por un mayor tamaño de las gotas de agua (∅ > 0,5 mm), siendo moderada su velocidad de caída. Procede de nubes bajas y espesas y caen de manera uniforme durante horas.

El **chubasco** se caracteriza por tener gotas muy gruesas y elevada velocidad de caída. Proceden de nubes de desarrollo vertical que ocupan poca extensión, por lo que suelen durar

poco tiempo. Comienzan y terminan de forma brusca y su intensidad es variable a lo largo del aguacero.

Las **precipitaciones sólidas** son la nieve y el granizo. Una cristalización lenta da lugar a la aparición de la **nieve**, vapor de agua sublimado (se ha dado el paso directo del vapor de agua a estado sólido). Sus copos están formados por pequeños cristales de hielo en forma de estrellas más o menos ramificadas, muy vistosas cuando se observan al microscopio. Es poco densa.

Si la cristalización se realiza de forma rápida, el agua se congela y aparece el **granizo**. Se forma por la existencia de corrientes ascendentes y descendentes en el interior de los cúmulonimbos; los cristales de hielo formados alrededor de los núcleos de congelación son arrastrados por estas corrientes, fundiéndose en la parte baja de la nube y congelándose de nuevo en la parte alta. Se van uniendo las gotas y cuando los granizos adquieren el suficiente peso como para no poder ser arrastrados en sentido ascendente por el aire, caen a tierra.

Se habla de **granizo pequeño** cuando su tamaño es de diámetro inferior a 5 mm y de **pedrisco** cuando las bolas de hielo son de diámetro superior a 50 mm.

El granizo en agricultura puede originar daños catastróficos irreparables. Estas precipitaciones producen heridas por impacto en las hojas, yemas, brotes y frutos; la intensidad de estas heridas depende de la velocidad de caída del trozo de hielo y de la duración del fenómeno.

También hay que destacar el grave peligro de que aparezcan infecciones criptogámicas que existe después de una granizada, y bacterianas por el gran número de lesiones y el alto nivel de humedad ambiental.

Otras precipitaciones son:

- **Agua-nieve**: precipitación formada por agua y nieve.
- **Lluvia helada**: se origina cuando la lluvia en su caída atraviesa una zona de aire con temperaturas bajo cero; las gotas quedan en estado de sobrefusión (líquidas pero con temperatura bajo cero) y se convierten en hielo al ponerse en contacto con el suelo.
- **Agujas de hielo**: la precipitación está formada por pequeñas agujas de hielo que caen lentamente por su escaso peso, permaneciendo en el aire en suspensión formando nieblas de hielo.
- **Ventisca**: se llama así a la nieve levantada del suelo por el viento.

7.4. Factores que influyen en la frecuencia e intensidad de las precipitaciones

La pluviometría total varía en España entre los 2.500-3.000 mm de la Sierra de Grazalema (Cádiz) hasta los escasos 250-300 mm de Murcia y Almería.

La frecuencia de lluvias expresa el número de días de lluvia al año. Esta variable puede establecer grandes diferencias climáticas entre zonas que reciben parecida pluviometría.

La distribución estacional de lluvias es también un factor importante para establecer diferencias climáticas. Los climas mediterráneos se caracterizan por la escasez de lluvias en la estación cálida; los climas oceánicos por su distribución a lo largo de todo el año y los monzónicos por tener al menos una época de lluvia, en la estación más cálida.

Otro factor característico de las lluvias es su intensidad: mm de agua caídos por unidad de tiempo. Este factor influye sobre la erosión producida y sobre el porcentaje de lluvia eficaz que penetra en el suelo.

Los factores que influyen en la frecuencia e intensidad de las precipitaciones son los siguientes:

- **La proximidad del mar**. El mar es la mayor fuente de vapor de agua de origen local, y la masa de aire en contacto con él será la que tenga una mayor riqueza hídrica.

- **El relieve**. La lluvia está condicionada por factores meteorológicos (temperatura, vapor de agua, etc.), siendo el relieve un factor decisivo de cara a su formación. De hecho los mapas topográficos están muy relacionados con los pluviométricos.
- **La vegetación**. La transpiración de las hojas aporta vapor de agua a la atmósfera. La transformación de terrenos de secano en regadío modifica el régimen de lluvias, especialmente si son zonas cálidas, por incrementarse notablemente la evaporación y la transpiración.

7.5. Las tormentas

Una tormenta es una borrasca de convección asociada a un cúmulonimbo grande y denso.

Para que se desarrolle el fenómeno tormentoso deben darse las siguientes condiciones:

- Existir un movimiento ascendente del aire.
- Tener suficiente contenido en vapor de agua.
- Darse en una atmósfera inestable (donde la temperatura disminuye rápidamente con la altura.

Estas condiciones se dan con mayor frecuencia en las zonas ecuatoriales (de 80 a 160 días de tormenta al año), habiéndose registrado el mayor número de tormentas en la Isla de Java con 322 al año.

Las tormentas pueden tener distinto origen:

- cuando una masa de aire frío se introduce a modo de cuña por debajo de una masa de aire cálido, obligándole a subir (tormentas de frente frío).
- cuando una masa de aire quiere remontar una montaña y se origina una inestabilidad convectiva.
- cuando en zonas cálidas, la masa de aire en contacto con la superficie se calienta mucho y asciende en una atmósfera inestable (tormentas de calor).

Todas las tormentas se desarrollan en el interior de cúmulonimbos y en su desarrollo se suelen distinguir varias etapas.

Inicialmente se producen fuertes corrientes ascendentes de aire cálido y húmedo que dan lugar a la formación de cúmulonimbos. Al ascender el aire se enfría y condensa y en la parte superior de la nube por la baja temperatura que allí existe se forman cristales de hielo.

Poco a poco se van desarrollando corrientes ascendentes y descendentes y los cristales de hielo se adhieren a gotas de agua, por lo que el granizo aumenta de tamaño hasta caer. En esta etapa se producen precipitaciones de gotas de lluvia grandes o de granizo, y fuertes vientos. La corriente ascendente de aire en el interior del cúmulonimbo puede ser muy intensa, llegando a alcanzar velocidades de 110 Km/h.

Con el paso del tiempo el viento disminuye así como la intensidad de la precipitación; en la parte alta de la nube se unen los cirros y aparecen cirroestratos o altoestratos apareciendo la forma de yunque, que indica la proximidad del fin de la tormenta (Fig. 7.2.).

A lo largo del desarrollo de la tormenta se forma un campo eléctrico en el interior de la nube: en las zonas altas se acumulan las cargas positivas y en las zonas centrales y bajas cargas negativas. Estas nubes ayudan a la superficie terrestre a conservar su carga negativa, a diferencia de la ionosfera que la tiene positiva (campo eléctrico natural).

Cuando la diferencia de potencial es lo suficientemente elevada, se producirá un **rayo** si la descarga es entre nube y tierra, o un **relámpago**, si es entre nube y nube.

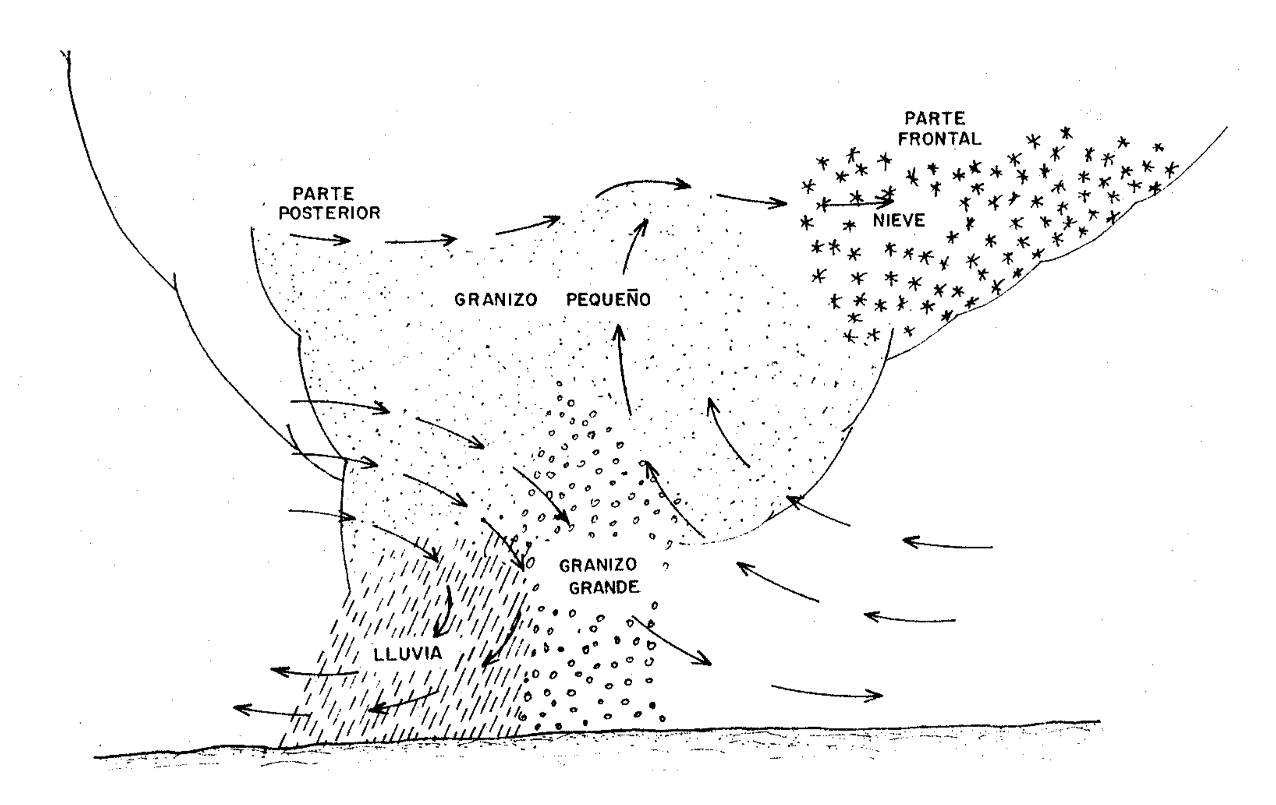


Fig. 7.2. Nube de tormenta con granizo.
(De Fuentes Yagüe, J.L, Mundi-Prensa, 1989).

7.6. La lluvia ácida

El dióxido de carbono (CO_2) y los óxidos de azufre (SO_X) y de nitrógeno (NO_X) procedentes de la industria y de los transportes se transforman en la atmósfera en ácido carbónico (H_2CO_3), sulfúrico (H_2SO_4) y nítrico (HNO_3) respectivamente; son transportados por ella (el viento los arrastra cientos e incluso miles de Km) y finalmente serán eliminados mediante la lluvia. Así, gran parte de las emisiones contaminantes del Reino Unido van a parar a los países escandinavos y las de algunos estados norteamericanos (Indiana, Ohio, Illinois) desembocan en lagos y bosques canadienses.

Esta es la causa principal de la acidificación creciente de la lluvia. Es ligeramente ácida (pH medio de aproximadamente 5,7) como consecuencia del proceso natural de liberación de óxidos de nitrógeno, azufre y dióxido de carbono, pero se acidifica mucho más como consecuencia de la emisión antropogénica diaria de toneladas de estos compuestos. Ocasionalmente se han llegado a registrar lluvias extremadamente ácidas, con pH inferior a 2.

El incremento de la acidez de la lluvia provoca los siguientes efectos:

- **Acidificación de los suelos**.
- **Degradación del agua potable**.
- **Las lluvias ácidas** bien directamente o por escorrentía, concurren hacia ríos y lagos produciendo una acidificación de sus aguas. Aumenta el contenido de aluminio, tóxico para muchos organismos y también se hacen más solubles y por tanto más accesibles para plantas y animales los metales pesados como el cadmio, cinc y plomo. Toda esta situación influirá en la cadena alimentaria, rompiéndose el equilibrio hidrológico.

  En Suecia en 1995 se calculaba que 18.000 de los 85.000 lagos estaban acidulados y 2.500 totalmente muertos. En Noruega en el mismo año, de los 5.000 lagos que se encuentran al sur del país, unos 1.750 carecen prácticamente de flora y fauna.

También se encuentran efectos acusados en la vegetación superior, siendo muy elevados los daños sufridos por los árboles. La lluvia ácida ataca la cutícula de las hojas corroyendo el follaje e iniciando un proceso irreversible de deterioro.

En bosques del Centro de Europa con frecuencia se observan abetos flacos y piceas decaídos, que son signos visibles de los llamados Waldsterben en Alemania (bosques con la muerte a las espaldas). Estos efectos provocan también una reducción de los cultivos agrícolas.

Producen corrosión de estructuras y materiales hechos por el hombre.

La solución de este problema es la reducción de la emisión de los gases contaminantes anteriormente indicados. En la reunión de Ginebra de 1989, con asistencia de la mayoría de los países europeos junto con Canadá y EEUU, se llegó al compromiso de reducir drásticamente (al menos en un 30%) las emisiones de los óxidos de nitrógeno y azufre para paliar el problema, pero en 1993 prácticamente no se había avanzado. En la CEE se han tomado también medidas correctoras al mismo tiempo que se ha señalado la estrategia de alivio a seguir en las zonas afectadas: tratamientos con cal, micorrización de las raíces de las plantas, resistencia genética, etc.

7.7. Aparatos de medida. Unidades

Pluviómetro: mide la precipitación líquida o sólida que ha caído.

Pluviógrafo: permite obtener un registro de las precipitaciones recibidas.

Unidades: 1mm = 1 l/m^2 = 10 m^3/h.

TEMA 8
MASAS DE AIRE Y FRENTES

8.1. Definición, origen y evolución de las masas de aire

Una **masa de aire** es una gran porción de aire (1.500 Km o más) con características homogéneas de humedad y temperatura.

Estas masas se originan en zonas encalmadas situadas en el centro de los grandes anticiclones que son las **fuentes de las masas de aire**.

Cuando una masa de aire permanece relativamente inmóvil durante largo tiempo sobre estas regiones, se pone en equilibrio termodinámico con su entorno: si está caliente, se calienta; si está frío, se enfría; si está cargado de humedad...; de esta forma la atmósfera se compartimenta y nacen las masas de aire. A este fenómeno se le llama **frontogénesis física**.

Cuanto más vivos sean los contrastes mejor definidas estarán; por este motivo, las fronteras iniciales de las grandes masas de aire vienen a coincidir, más o menos, con los límites continentales, y por esto las clasificaciones climáticas además de basarse en la latitud, se basan en la naturaleza continental o marítima de la región.

Cuando una masa de aire se pone en movimiento y abandona su lugar de origen, va a tener una evolución que dependerá de los intercambios que realice con la superficie terrestre. Los cambios que se produzcan en ella afectarán a la temperatura, a la humedad y a la estabilidad vertical. En ningún caso estos cambios estarán producidos por una mezcla de masas de aire.

Circulan por la superficie del globo estando materializadas por los vientos. Son responsables de las transferencias de calor y humedad, de la amplitud térmica de una zona y de los cambios de tiempo de un día para otro.

8.2. Clasificación de las masas de aire

Según el criterio termodinámico se clasifican en:

- **Masas de aire frío**: son aquellas cuyas temperaturas son inferiores a la de la superficie sobre la que están situadas. Estas masas absorberán calor y humedad que serán llevados a niveles más altos. Pueden producir chubascos y tormentas.
- **Masas de aire caliente**: son aquellas que tienen una temperatura superior a la superficie sobre la que descansan. Cederán calor y humedad. Pueden producir lloviznas.

8.3. Definición de frente. Principales zonas frontales

Un frente es la superficie de separación entre dos masas de aire de distinta naturaleza. Todo frente recibe su nombre de la masa de aire que avanza; así, un frente frío será aquel en el cual la masa de aire frío avanza empujando a una masa de aire cálido.

En los mapas del tiempo, el frente frío se representa como una línea cubierta de dientes dirigidos en el sentido del avance del frente; el frente cálido se representa como una línea cubierta de semicírculos dirigidos en el sentido del avance (Fig. 8.1.).

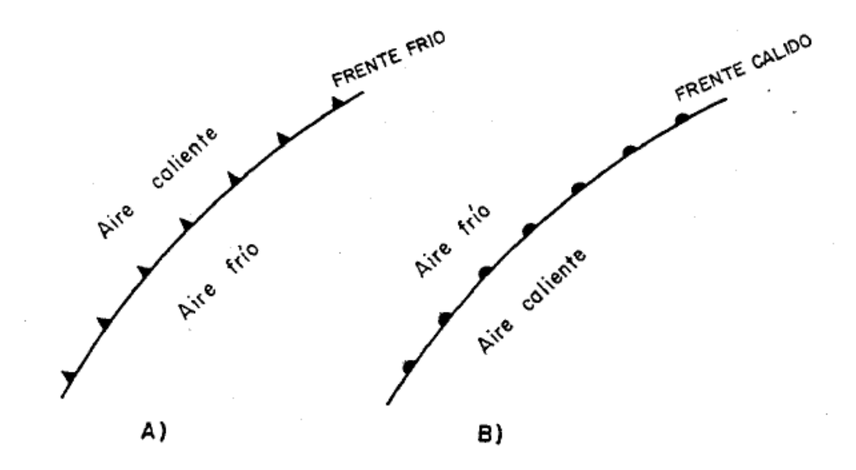


Fig. 8.1. Representación del frente frío y del cálido.
(De Fuentes Yagüe, J.L, Mundi-Prensa, 1989).

A nivel del suelo el frente cálido forma una especie de rampa en donde el aire caliente avanza de dos formas: empuja al aire frío haciéndolo retroceder y sube como por una rampa (Fig. 8.2.)

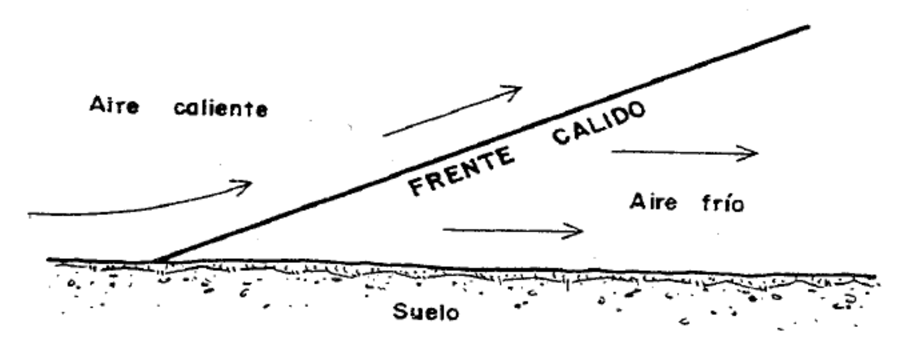


Fig. 8.2. Avance de un frente cálido a nivel del suelo.
(De Fuentes Yagüe, J.L, Mundi-Prensa, 1989).

El frente frío forma una cuña abombada, penetrando por debajo del aire caliente, haciendo que se levante, violentamente a la vez que lo hace retroceder (Fig. 8.3.).

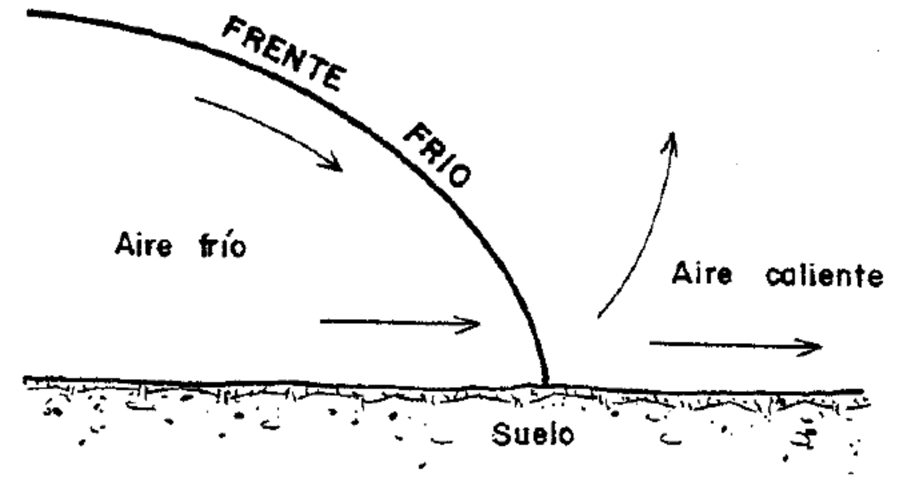


Fig. 8.3. Avance de un frente frío a nivel del suelo
(De Fuentes Yagüe, J.L, Mundi-Prensa, 1989).

8.4. Frente Polar y corriente en chorro

Alrededor de los 60º de latitud confluyen en superficie el viento polar y el viento del oeste apareciendo el frente polar como frontera entre estas dos masas de aire de diferente naturaleza, polar y templada (Fig. 8.4.).

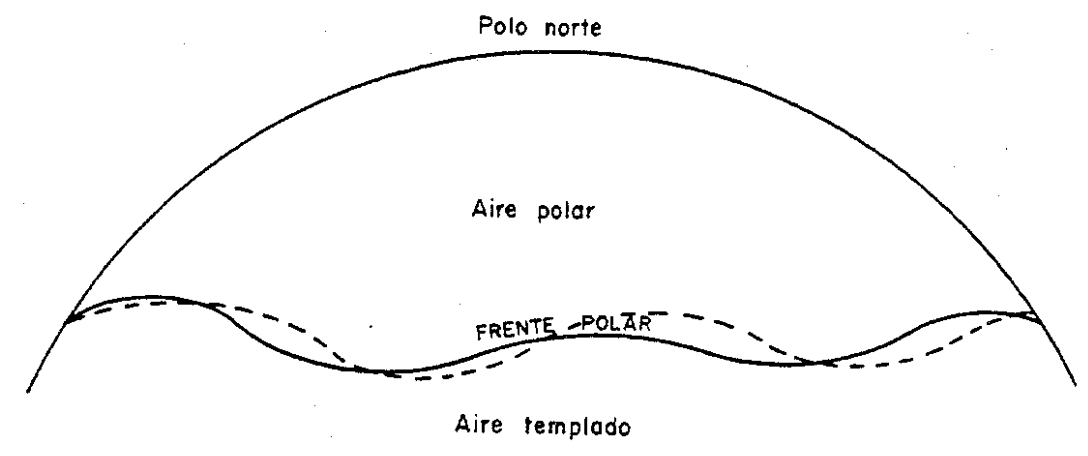


Fig. 8.4. Frente polar.
(De Fuentes Yagüe, J.L, Mundi-Prensa, 1989).

Este frente varía mucho de posición, se desplaza de oeste a este, así como hacia el polo durante el verano y hacia el ecuador durante el invierno. Estos desplazamientos originan unas ondulaciones en el frente llamadas ondas Rossby. Estas ondas dan lugar a la formación de las borrascas asociadas al frente polar, que constituyen las depresiones más frecuentes en nuestras latitudes durante el invierno.

En los niveles altos de la atmósfera esta separación viene marcada por la corriente en chorro.

8.5. Desarrollo y evolución de una borrasca ondulatoria

Las **borrascas ondulatorias** son las que se forman en el frente polar, siendo características de la zona templada y más en concreto de la Península Ibérica.

Las etapas que se suceden en su desarrollo y evolución son las siguientes:

- Inicialmente tenemos dos masas de aire de orígenes distintos y con características diferentes: una fría y otra templada.
- Cuando una de las masas de aire muestra una especial energía, tiende a desplazar a la otra; ésta se resiste y empuja a su vez. Como consecuencia de estos empujes el frente polar se ondula, apareciendo en esta zona un frente frío y otro cálido y originando una circulación del viento en el sentido inverso a las agujas de un reloj.
- El desarrollo de la borrasca depende de la cantidad de aire frío que reciba; en concreto en el hemisferio norte, dependerá del aire polar procedente del borde occidental.
- El frente frío avanza con más rapidez que el frente cálido y por ese motivo el sector cálido se va estrechando progresivamente. Cuando el frente frío alcanza en su avance al frente cálido se forma un frente ocluido.
- La borrasca ha llegado a su madurez y gasta su energía girando en torbellino en sentido inverso a las agujas del reloj. Al final se mezclan ambas masas de aire y la borrasca desaparece, quedando el frente polar más cerca del ecuador (Fig. 8.5.).

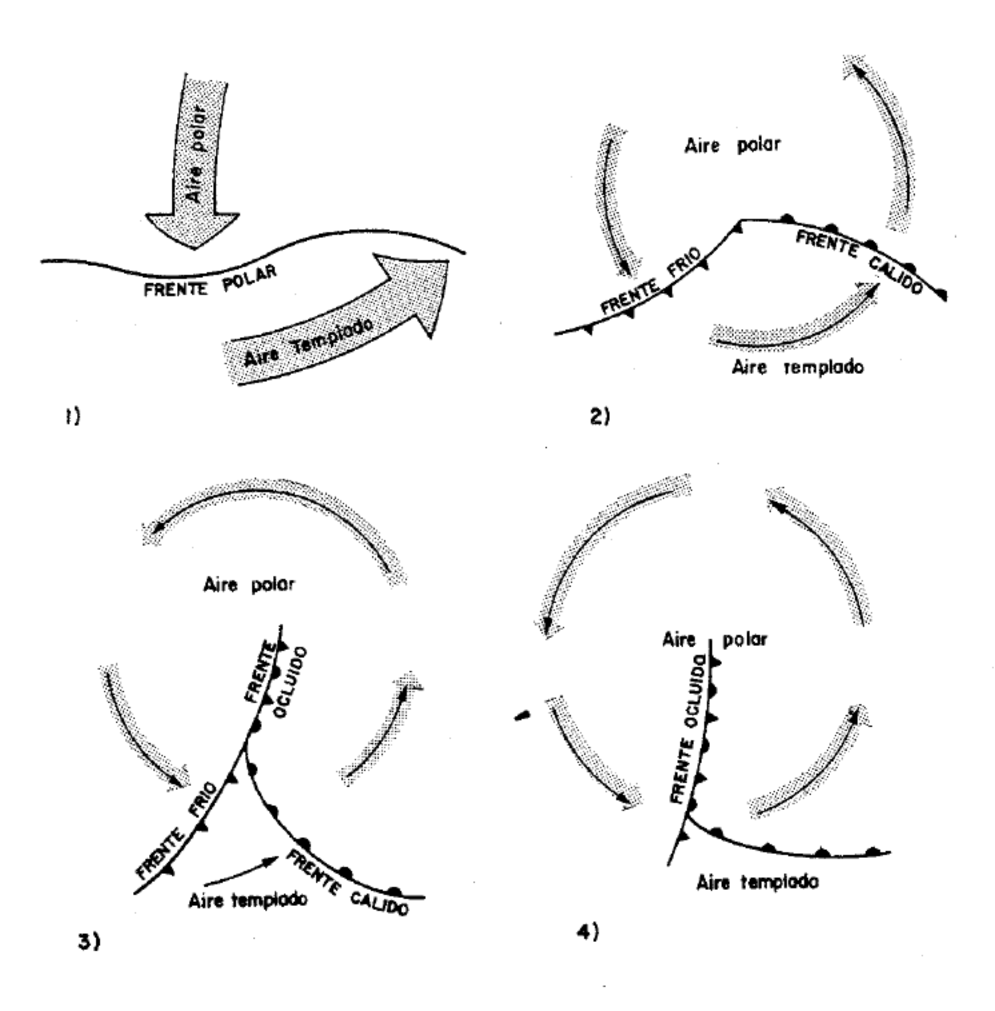


Fig. 8.5. Formación y evolución de una borrasca.
(De Fuentes Yagüe, J.L, Mundi-Prensa, 1989).

8.6. Tiempo producido por las borrascas

El desarrollo de una borrasca no se produce en una posición estacionaria sino que se desplaza progresivamente de oeste a este empujada por los vientos del oeste.

Suponemos un observador situado en un lugar de la superficie terrestre afectado por una borrasca (Fig. 8.6.).

Cuando avanza el frente cálido el aire caliente se desliza sobre el aire frío, a la vez que empuja suavemente a la masa de aire frío. Se produce un desplazamiento del aire caliente hacia cotas más altas; este aire se enfría en la subida y aparecen distintos tipos de nubes (cirros, cirroestratos, altoestratos, estratos y nimboestratos) y finalmente lluvias. Después de pasar el frente cálido se hacen claros en el cielo, sube la temperatura y no llueve más.

Al llegar el frente frío, el aire frío penetra por debajo del caliente y lo levanta violentamente formándose cúmulonimbos, nubes de desarrollo vertical que se van haciendo cada vez más oscuras, y que van acompañadas de ráfagas de viento y en algunas ocasiones de aguaceros, granizos y descargas eléctricas.

Cuando ha pasado el frente frío se abren claros en el cielo, el viento disminuye y la temperatura baja.

Si la borrasca pasa por encima del observador en la fase de frente ocluido se entremezclan nubes de todo tipo, chubascos, granizos y a veces tormentas.

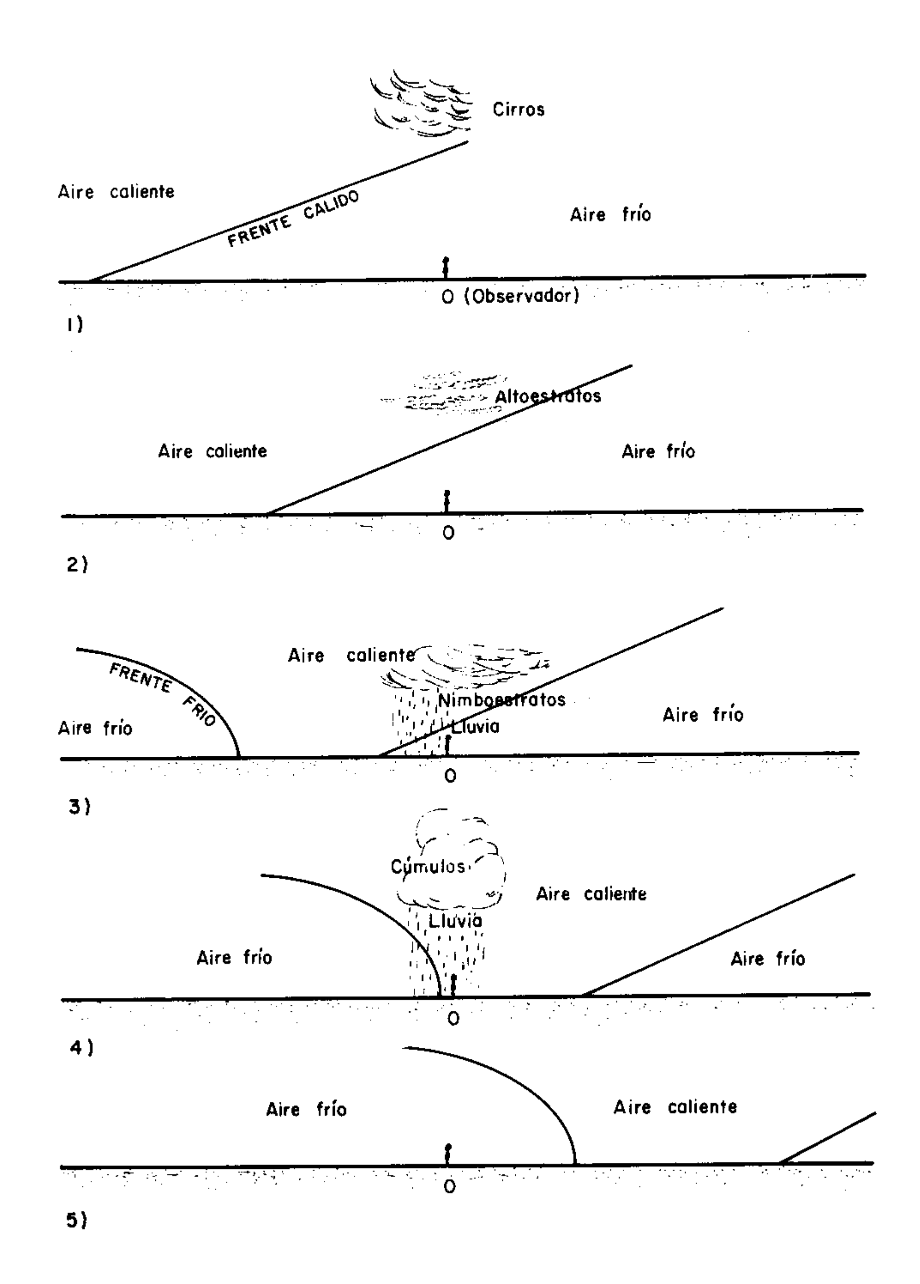


Fig. 8.6. Tiempo producido por una borrasca.
(De Fuentes Yagüe, J.L, Mundi-Prensa, 1989).

8.7. Tiempo producido por los anticiclones

Los anticiclones se forman cuando sobre una zona se acumula aire que desciende de capas más altas. Al descender el aire, aumenta la presión y se calienta. Al calentarse aumenta la capacidad de retención del vapor de agua y no se forman nubes; sólo cuando el aire es muy húmedo se pueden formar algunas nieblas.

Los anticiclones dan lugar a un tiempo despejado. En esta situación se pueden producir inversiones térmicas, heladas por irradiación o nieblas.

8.8. Gota de aire frío

En la corriente en chorro el viento circula a gran velocidad que es, máxima en el centro y disminuye hacia los bordes, donde se forman remolinos de aire que hacen que la corriente se ondule. Estos remolinos pueden ser ciclónicos o anticiclónicos.

Cuando un remolino ciclónico recibe una inyección de aire frío fuerza al chorro a ondularse más, pudiendo quedar aislado, girando sobre sí, rodeado de aire cálido. Tenemos en altura una gota de aire frío.

En las zonas costeras mediterráneas la gota de aire frío provoca intensas precipitaciones. Después del verano coinciden elevadas temperaturas sobre el mar y la costa, las primeras borrascas otoñales y la gota fría en altura: el agua del mar calienta el aire que llega y éste tiende a subir formando cúmulonimbos acompañados de intensas precipitaciones en corto espacio de tiempo.

Tras el verano el mar Mediterráneo alcanza una temperatura elevada, sobre todo en su superficie y en las zonas más próximas a la costa. Puede alcanzar una temperatura próxima a los treinta grados al comenzar el mes de Septiembre.

Con la llegada de las primeras borrascas otoñales, el aire fresco y húmedo puede alcanzar el Mediterráneo. En este caso, la inestabilidad del aire en superficie se suma a la inestabilidad en altura debida a la gota fría.

El agua del mar está más caliente que el agua que llega. Las capas bajas de la masa de aire se calientan y tienden a subir. A las condiciones generales de inestabilidad ligadas a las bajas presiones se une el aire frío en altura, unido a una gran fuente vapor de agua.

Como resultado se forman cumulonimbos que dan lugar a intensas precipitaciones en corto espacio de tiempo, ocupando muy poca extensión y con una distribución espacial errática.

Estos intensos aguaceros son capaces de descargar más de cien litros por metro cuadrado en menos de una hora, con la peculiaridad de que alejándose apenas unos kilómetros tan solo caen unas gotas.

8.9. La predicción del tiempo

Este proceso se inicia con la observación a horas fijas de los meteoros y variables meteorológicas en las estaciones terrestres y marítimas (buques) además de en los satélites. En este sentido existe un acuerdo internacional para intercambiar observaciones entre todas las naciones.

Una vez recibidos estos datos en las oficinas meteorológicas se trazan los mapas de superficie y de altura mediante los símbolos convencionales con los que se consigna gráficamente la información. Posteriormente se analizan los mapas y se elaboran los mapas previstos correspondientes.

Habitualmente se hacen predicciones a corto, medio y largo plazo y hay que tener en cuenta que la precisión disminuye conforme aumenta el periodo de predicción.

Para predecir el tiempo a corto plazo se suelen utilizar dos métodos: uno de ellos implica la utilización de reglas y fórmulas para determinar el desplazamiento y los cambios de intensidad de los centros de altas y bajas presiones, de los frentes y de las corrientes de chorro. Este método tiene el inconveniente de depender mucho de modelos idealizados de los fenómenos atmosféricos.

El otro método es el de la extrapolación; en él una vez desarrollado el mapa del tiempo se extraen las características más importantes y se tienen en cuenta los factores que con una cierta probabilidad pueden producir modificaciones en los modelos ideales. Este método está más difundido que el anterior.

La importancia de la predicción del tiempo en agricultura es muy grande, de cara a reducir al mínimo los daños causados por condiciones meteorológicas desfavorables y para aprovecharlas cuando éstas sean adecuadas.

BIBLIOGRAFÍA

BLESSING, E. (1995). *Guía completa para entender la meteorología*. De Vecchi., Barcelona.

LLEBOT RABAGLIATI, J. E. (1998). *El cambio climático*. Rubes, Barcelona.

ERICKSON, J. (1991). *Las tormentas*. McGraw-Hill/Interamericana de España, Madrid.

ERICKSON, J. (1992). *El efecto invernadero: el desastre de mañana, hoy*. McGraw-Hill/Interamericana de España, Madrid.

FUENTES YAGÜE, J. L. (1990). *Iniciación a la meteorología agrícola*. M.A.P.A., Madrid.

GRAEDEL, T. E. (1993). *Atmospheric change: an earth system perspective*. W. H. Feeman and Company, New York.

JANSA GUARDIOLA, J. M. (1969). *Curso de Climatología*. Instituto Nacional de Metereología, Madrid.

ELÍAS CASTILLO, F., CASTELLVÍ SENTÍS, F. (1996). *Agrometereología*. M.A.P.A.; Mundi-Prensa, Madrid.

MARTIN VIDE, J. (1990). *Mapas del tiempo. Fundamentos interpretación e imagenes de satélite*. Oikos-Tau, Barcelona.

MILLER, A. (1982). *Climatología*. Omega, Barcelona.

MORÁN, J. M. (1994). *Meteorology. The atmosphere and the science weather*. MacMillan, New York.

SADOURNY, R. (1994). *El clima de la tierra*. Debate, Madrid.

SANCHEZ RODRÍGUEZ, J. (1990). *Instrumentos meteorológicos*. I.N.M., Madrid.

STRAHLER, A. N. (1989). *Geografía física*. Omega, Barcelona.

TOHARIA CORTES, M. (1991). *Tiempo y Clima*. Salvat, Barcelona.



Servicio de Publicaciones
Biblioteca Universitaria
C/ Piscinas, s/n
26006 Logroño (La Rioja)
Teléfono: 941 299 187

http://publicaciones.unirioja.es
www.unirioja.es